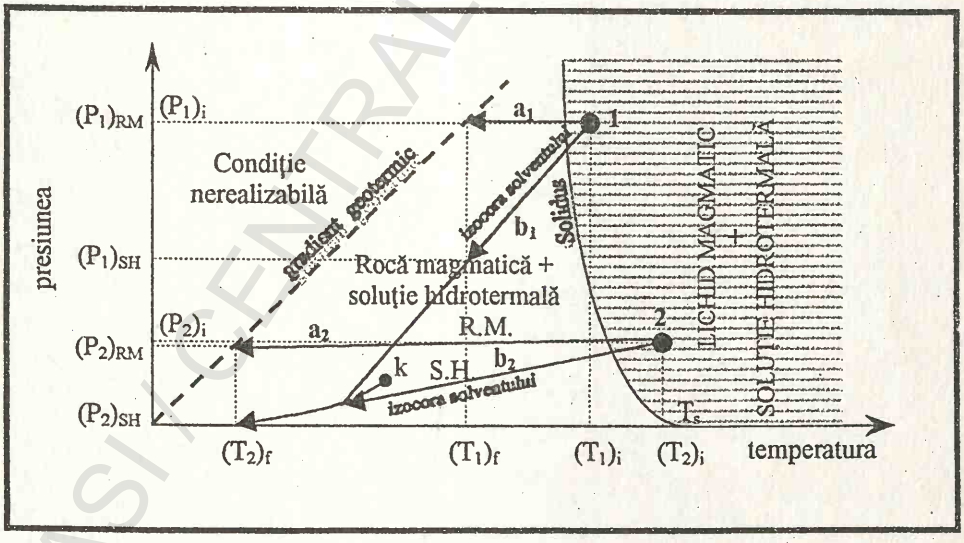
MARIN ȘECLĂMAN
SORIN CONSTANTIN BÂRZOI
ANCA LUCA

# PETROLOGIE MAGMATICĂ

## *SISTEME ȘI PROCESE MAGMATICE*




EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
1999

IV 70.359

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

BIBL. CENTR. UNIV.
„M. EMINESCU" IAŞI
IV 70.359

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

MARIN ȘECLĂMAN
SORIN CONSTANTIN BÂRZOI
ANCA LUCA

1278

# PETROLOGIE MAGMATICĂ

## SISTEME ȘI PROCESE MAGMATICE

EDITURA UNIVERSITĂȚII DIN BUCUREȘTI
1999

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Referenţi ştiinţifici: Prof. dr. NICOLAE ANASTASIU
Prof. dr. GH. C. POPESCU

552.3(075.8)

Petrologie
Roci magmatice
Curs

© Editura Universităţii din Bucureşti
Şos. Panduri, 90-92, Bucureşti - 76235; Telefon/Fax 410.23.84

ISBN - 973 - 575 - 297 - 2

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# Cuprins

*Prefață* 7
*1. Sistemele descriptive ale petrologiei magmatice* 9
1.1. Simboluri sistemice 11
1.2. Ordonarea sistemelor minerale pe criteriul compozițional 11
1.3. Sisteme minerale de ordinul întâi 12
1.4. Sisteme minerale de ordinul n ≥ 2 15
1.5. Sisteme petrografice 17
1.5.1. Cele cinci tipuri de sisteme petrografice 17
1.5.2. Structura sistemelor petrografice 18
1.5.3. Specia petrografică. Tipul petrografic 20
1.6. Sisteme magmatice 20
1.6.1. Tipuri fundamentale separate pe criteriul genității 20
1.6.2. Tipuri compoziționale separate pe criteriul chimismului global 21
1.6.3. Roci magmatice 22
1.7. Corpuri magmatice 23
1.7.1. Morfologia corpurilor magmatice 23
1.7.2. Poziția corpurilor magmatice 25
1.7.3. Compoziția corpurilor magmatice 25
1.7.4. Structura corpurilor magmatice 26
1.7.5. Vârsta corpurilor magmatice 27
1.7.6. Asociații de corpuri magmatice. Provincii magmatice. 28
1.8. Clasificarea rocilor magmatice 28
1.8.1. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice silicatice 30
1.8.1.1. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice silicatice pe criteriul proporției minerale 30
1.8.1.1.1. Principalele grupe de silicați. Simboluri caracteristice. 30
1.8.1.1.2. Clasificarea și nomenclatura rocilor magmatice cuarțo-feldspatice, feldspatice și foidice (M < 90%) pe baza proporțiilor Q:A:P:F 31
1.8.1.1.3. Clasificarea și nomenclatura rocilor ultramafice comune pe criteriul mineralogic 39
1.8.1.1.4. Clasificarea și nomenclatura rocilor melilitice pe criteriul proporțiilor minerale 40
1.8.1.2. Clasificarea și nomenclatura rocilor silicatice pe criteriul chimismului global 41
1.8.1.3. Roci magmatice silicatice cu poziție taxonomică incertă 42
1.8.2. Roci magmatice carbonatice 44
1.8.2.1. Clasificarea mineralogică 44
1.8.2.2. Clasificarea chimică 45
1.8.3. Roci magmatice oxidice 45
1.8.4. Roci magmatice sulfurice 45
1.8.5. Roci magmatice cu compoziție minerală complexă 46
1.8.5.1. Kimberlite 46
1.8.5.2. Lamproite 46

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*2. Magme* 49
2.1. Compoziţia magmelor 51
2.1.1. Compoziţia magmelor silicatice 51
2.1.1.1. Compoziţia chimică globală 51
2.1.1.2. Compoziţia chimică şi structura lichidului magmatic silicatic 52
2.1.1.2.1. Componenţii nevolatili 52
2.1.1.2.2. Componenţii volatili. 54
2.1.2. Compoziţia magmelor nesilicatice 56
2.2. Proprietăţile fizice ale magmelor 57
2.2.1. Temperatura magmelor 57
2.2.1.1. Limitele de variaţie a temperaturii 57
2.2.1.2. Gradienţii termici în corpurile magmatice 60
2.2.2. Presiunea magmelor 64
2.2.3. Densitatea magmelor 66
2.2.3.1. Consideraţii generale 66
2.2.3.2. Densitatea lichidului magmatic 67
2.2.3.3. Dependenţa densităţii lichidului magmatic de temperatură şi presiune 69
2.2.3.4. Densitatea globală a magmei 71
2.2.4. Vâscozitatea magmelor 72

*3. Procese magmatice* 77
3.1. Mişcarea mecanică a magmelor 79
3.1.1. Condiţia mişcării mecanice 79
3.1.2. Mişcarea convectivă a magmei 81
3.1.3. Ascensiunea magmelor 82
3.1.3.1. Cauza ascensiunii 83
3.1.3.2. Ascensiunea pe canale verticale deschise în roci mai puţin dense decât magma 85
3.1.3.3. Condiţia exploziei vulcanice 86
3.1.3.4. Mecanismele ascensiunii magmelor 87
3.1.3.5. Viteza de ascensiune 90
3.2. Difuzia în lichidul magmatic 91
3.2.1. Autodifuzia şi difuzia dirijată 91
3.2.2. Condiţia difuziei dirijate 92
3.2.3. Viteza de difuzie 94
3.3. Cristalizarea lichidelor magmatice 99
3.3.1. Teoria echilibrelor de fază în sistemele magmatice 99
3.3.1.1. Simboluri speciale 99
3.3.1.2. Condiţia echilibrelor de fază. Varianţa echilibrelor. 99
3.3.1.3. Puncte de echilibru: Temperatura de echilibru ($T_e$), presiunea de echilibru ($P_e$) şi concentraţia de saturaţie $X_i^{sat}$ 103
3.3.1.4. Curbe de echilibru monovariante 104
3.3.1.4.1. Linii termobarice. Diagrame T – P 104
3.3.1.4.2. Linii monovariante izobare. Diagrama T – X. 106
3.3.1.4.2.1. Diagrame T – X binare 107

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.3.1.4.2.1.1. Temperatura liquidus ($T_L$) şi temperatura solidus ($T_s$), la sistemul binar 108
3.3.1.4.2.1.2. Diagrame binare T – X fără eutectic 109
3.3.1.4.2.1.3. Diagrame binare T – X cu faze solide mixte, dar cu miscibilitate limitată 110
3.3.1.4.2.1.4. Diagrame T – X pseudobinare 111
3.3.1.4.2.2. Diagrame T – X ternare. 113
3.3.1.4.2.2.1. Construcţia diagramelor ternare 113
3.3.1.4.2.2.2. Evoluţia echilibrelor în sisteme ternare, ca urmare a variaţiei temperaturii 115
3.3.1.4.2.2.3. Diagrame T – X pseudoternare 121
3.3.1.4.3. Diagrame T – P – X 122
3.3.2. Ordinea de cristalizare din soluţiile lichid magmatice 124
3.3.3. Cinetica cristalizării lichidelor magmatice 128
3.3.3.1. Forţa motrice a cristalizării 128
3.3.3.2. Mecanismele cristalizării 130
3.3.3.3. Viteza de cristalizare 133
3.3.3.3.1. Factorii de control ai vitezei de cristalizare 134
3.3.3.3.2. Variaţia vitezei de cristalizare în timp 137
3.3.3.3.3. Perturbarea cinetica a ordinii de cristalizare a componenţilor 139
3.3.3.3.4. Reflectarea vitezei de cristalizare în structurile petrografice 140
3.3.4. Evoluţia compoziţiei fazelor în timpul cristalizării magmei 147
3.3.5. Diferenţierea magmei prin cristalizare 151
3.3.5.1. Esenţa procesului 151
3.3.5.2. Mecanismele diferenţierii prin cristalizare 151
3.4. Licuaţia magmelor 155
3.4.1. Esenţa şi cauzele licuaţiei 155
3.4.2. Structura sistemelor licuate 157
3.4.3. Licuaţia în topiturile eusilicatice 159
3.4.4. Licuaţia magmelor oxido-silicatice 160
3.4.5. Licuaţia magmelor silicato-sulfurice 161
3.4.6. Licuaţia magmelor silicato-carbonatice 162
3.4.7. Licuaţia multiplă (polilicuaţia) 165
3.5. Amestecul magmelor 166
3.5.1. Esenţa procesului 166
3.5.2. Amestecul magmelor similare şi nonsimilare 168
3.6. Asimilarea magmatică 170
3.6.1. Generalităţi 170
3.6.2. Asimilarea prin topire 171
3.6.3. Asimilarea subsolidus 174
3.6.4. Factorii cinetici ai asimilării 174
3.6.5. Modificarea cursului cristalizării magmei datorită asimilării 176
3.6.6. Abordarea cantitativă a contaminării magmei 177
3.7. Devolatilizarea 181
3.7.1. Condiţia devolatilizării 181
3.7.2. Factorii devolatilizării 181

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.7.3. Viteza devolatilizării 183
3.7.4. Condiţia fizică a substanţei volatile 184
3.7.5. Compoziţia fazei volatile 190
3.7.6. Separarea şi evoluţia soluţiei hidrotermale 192
3.7.6.1. Starea apei în lichidul magmatic 192
3.7.6.2. Definirea soluţiei apoase hidrotermale 192
3.7.6.3. Factorii care controlează solubilitatea substanţelor în apa hidrotermală 193
3.7.6.4. Evoluţia termobarică şi compoziţională posibilă a soluţiei hidrotermale 196
3.7.6.5. Condiţiile transformării de fază a soluţiei hidrotermale 199
3.7.7. Hidrotermalitele 201
3.7.7.1. Procese de formare 201
3.7.7.2. Clasifucarea genetică a hidrotermalitelor 203
3.7.7.3. Roci hidrotermale 204

*4. Topirea naturală a rocilor* 205
4.1. Ciclul magmatogen şi starea petrografică primordială 207
4.2. Cauzele topirii rocilor. 210
4.2.1. Încălzirea izobară 210
4.2.2. Încălzirea prin afundare 211
4.2.3. Depresurizarea 212
4.2.4. Scăderea temperaturii de topire a rocilor greu fuzibile prin metasomatoză şi hidratare 213
4.2.5. Topirea rocilor prin impact meteoritic 214
4.3. Anatexia în manta 217
4.3.1. Structura seismică a mantalei terestre 217
4.3.2. Compoziţia petrografică a mantalei superioare 219
4.3.3. Cauzele topirii parţiale a pyrolitului în condiţiile din manta 223
4.3.4. Tipuri posibile de magmă care pot fi generate în manta 226
4.3.4.1. Tipuri generate din pyrolit 226
4.3.4.2. Tipuri magmatice generate prin topirea eclogitelor 228
4.3.4.3. Tipuri de magme generate pe seama peridotitelor potasice şi a celor potasic-carbonatice 229
4.3.4.4. Magme generate pe seama peridotitelor suprahidratate 231
4.4. Topirea rocilor crustale 231
4.4.1. Compoziţia petrografică a crustei 231
4.4.2. Topirea rocilor bazice 233
4.4.3. Topirea rocilor acide 235

Referinţe bibliografice 239

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# *Prefață*

*De la an la an, aproape toate universitățile mari ale lumii își actualizează cursurile de petrologie destinate studenților, cu intenția de a surprinde noutățile purtătoare de progres și a elimina alte cunoștințe devenite perimate. Desigur, nu tot ceea ce este vechi este neapărat perimat, după cum nu tot ceea ce este nou este inevitabil exponentul adevărului și progresului. Cel care se angajează să scrie o carte, cu atât mai mult un curs universitar, își asumă riscul unor omisiuni regretabile, de fiecare dată când introduce noutatea, în detrimentul cunoașterii tradiționale. Dar fără risc este puțin probabil că progresul își va face loc.*

*Prezenta "petrologie magmatică", destinată studenților geologi, este mult distanțată de linia tradițională a cursurilor de acest gen de la noi din țară și chiar din străinătate. Autorii nu și-au propus să ofere tot ceea ce se cunoaște despre magme și despre rocile magmatice, un astfel de țel fiind o utopie, ci să dea studenților acel suport teoretic absolut necesar pentru a înțelege esența magmelor și proceselor magmatice generatoare de roci.*

*AUTORII*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI

# 1

## ~ *Sistemele descriptive ale petrologiei magmatice* ~

1.1. Simboluri sistemice
1.2. Ordonarea sistemelor minerale pe criteriul compoziţional
1.3. Sisteme minerale de ordinul întâi
1.4. Sisteme minerale de ordinul $n \geq 2$
1.5. Sisteme petrografice
1.6. Sisteme magmatice
1.7. Corpuri magmatice
1.8. Clasificarea rocilor magmatice

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 1. SISTEMELE DESCRIPTIVE ALE PETROLOGIEI MAGMATICE

## 1.1. SIMBOLURI SISTEMICE

$|O|^n$ = sistem omogen de ordinul n;

$|E|^n$ = sistem eterogen de ordinul n;

$C^n$ = component de ordinul n;

$[p^n]$ = particulă de ordinul n;

$N_c$ = numărul componenţilor specifici dintr-un sistem omogen de ordinul n;

$N_p$ = numărul particulelor omoloage aparţinând unui component Cn;

$\phi$ = fază;

g = stare gazoasă;

L = stare lichidă;

$\bar{s}$ = stare solidă anizotropă;

$\dot{s}$ = stare solidă izotropă;

$[\ ]^n$ = corp mineral de ordinul n.

## 1.2. ORDONAREA SISTEMELOR MINERALE PE CRITERIUL COMPOZIŢIONAL

Orice sistem macroscopic natural aparţinând materiei abiotice reprezintă un sistem mineral. El poate fi delimitat în spaţiu printr-o suprafaţă (zonă) de discontinuitate, dar tot aşa de bine poate fi delimitat convenţional. În eventualitatea că suprafaţa de discontinuitate marchează un salt în ceea ce priveşte compoziţia sau structura substanţei, atunci sistemul este un corp real, respectiv un corp mineral.

Numărul corpurilor minerale şi cu atât mai mult al sistemelor convenţionale din care este alcătuită o planetă, teoretic este nelimitat. De aceea, prima grijă pe care o are un cercetător, este să grupeze sistemele într-un număr cât mai mic de categorii, pentru a le putea studia sub aspectele lor esenţiale. Într-o categorie ar trebui să intre toate sistemele individuale care au ceva

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

comun, considerat a fi esenţial şi specific categoriei date. Acest ceva comun ar trebui să fie dat de anumite proprietăţi, pe care cercetătorul le acceptă ca fiind esenţiale pentru scopul propus.

În cele ce urmează, se admite că de primă importanţă în sistematică şi deci fundamentale, sunt următoarele trei proprietăţi:

a. ordinul compoziţional al sistemului;
b. genitatea sistemului, proprietate în baza căreia precizăm dacă sistemul, de un anumit ordin compoziţional, este omogen sau eterogen;
c. starea de agregare a sistemului.

Odată acceptat acest punct de vedere, se poate da următoarea definiţie: *Toate sistemele minerale care au acelaşi ordin compoziţional, aceeaşi genitate şi aceeaşi stare de agregare, alcătuiesc unul şi acelaşi sistem mineral fundamental (SMF)*. Astfel definit, într-un anumit SMF intră un număr enorm de sisteme minerale reale sau virtuale, care se pot diviza în alte categorii de alt ordin, în baza altor proprietăţi: numărul componenţilor specifici, natura componenţilor specifici, structura etc.

## 1.3. SISTEME MINERALE DE ORDINUL ÎNTÂI

Toate sistemele care, compoziţional, pot fi definite doar prin intermediul compoziţiei chimice, sunt denumite sisteme de ordinul 1. Componenţii specifici ai acestor sisteme sunt denumiţi componenţi chimici sau componenţi de prim ordin, $C^1$. Particulele componenţiale specifice ale componenţilor chimici sunt atomi, ioni şi molecule (particule chimice). Starea de agregare a sistemelor de ordinul 1 este condiţionată de distribuţia în spaţiu a particulelor chimice, respectiv: (a) întâmplătoare (fără restricţii de poziţie); (b) ordonată (cu restricţii de poziţie). Sistemele omogene cunoscute în cadrul acestui ordin sunt în număr de patru:

$^{g}|O|^{1}$ = sistem omogen gazos de prim ordin - (gazele omogene, aşa cum sunt ele definite de fizică şi chimia fizică);

$^{L}|O|^{1}$ = sistem omogen lichid de prim ordin - (substanţele minerale lichide şi omogene);

$^{s}|O|^{1}$ = sistem omogen solid şi anizotrop de prim ordin - (toate mineralele cristaline, adică acele substanţe omogene cu structură cristalină, pe care le studiază mineralogia);

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$^{s}|O|^{1}$ = sistem mineral omogen solid şi izotrop de prim ordin (substanţele solide cu

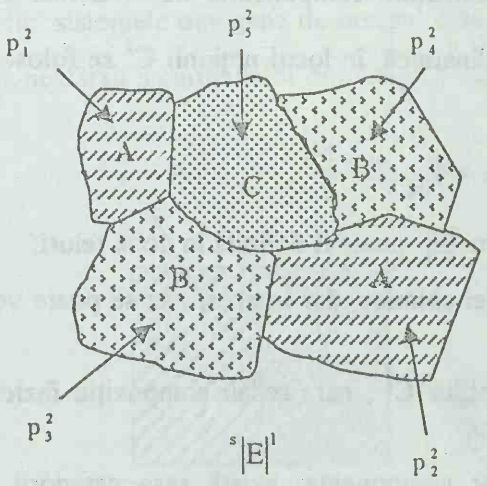



Fig. 1.1. – Sistem eterogen de prim ordin, solid, alcătuit din 3 componenţi (A, B, C) de ordinul 2 (respectiv din 3 faze solide). Sistemul conţine 5 particule componenţiale de ordinul 2. Fiecare particulă $[p]^2$ este un corp omogen de prim ordin, în cazul de faţă, un cristal. Corpurile $p_1^2$ şi $p_2^2$ sunt omoloage şi aparţin aceluiaşi component, $C_A^2$ . La fel, particulele $p_3^2$ şi $p_4^2$ aparţin componentului $C_B^2$ . Componentul $C_C^2$ este reprezentat printr-o singură particulă, $p_5^2$.

structură sticloasă. Ele mai sunt definite şi ca lichide subrăcite).

Un sistem $|O|^1$ nu are în interiorul său suprafeţe de discontinuitate macroscopice, dar el poate fi delimitat de mediu printr-o suprafaţă de discontinuitate şi, în acest caz, este un corp natural omogen de prim ordin. Corpurile omogene solide şi anizotrope, $^{s}[O]^1$, sunt cunoscute sub numele de cristale, în timp ce celelalte corpuri, $^{L}[O]^1$, $^{g}[O]^1$, $^{s}[O]^1$, respectiv corpurile lichide, gazoase şi vitroase, nu au nume consacrate. Doar corpurile mici sunt desemnate prin termeni ca: picături lichide, bule gazoase, corpuri sticloase etc.

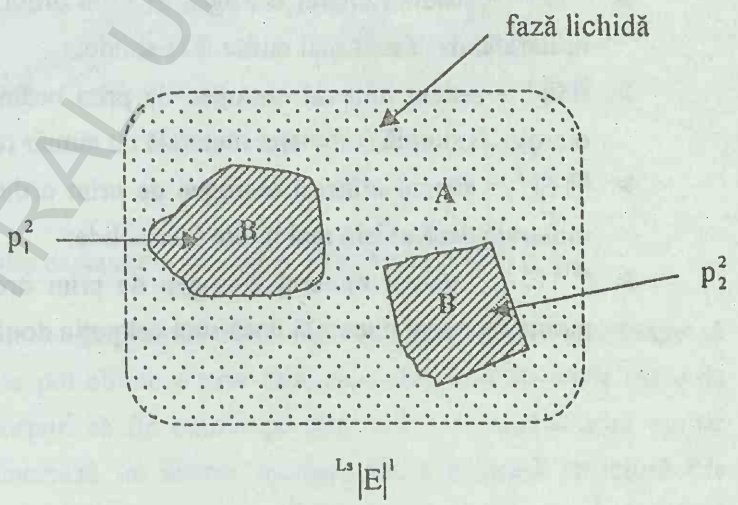



Fig. 1.2. – Sistem eterogen de prim ordin, solid – lichid, alcătuit din 2 componenţi de ordinul 2, respectiv din două faze: A, B. Componentul A, lichid, este reprezentat printr-un singur corp omogen, pe când componentul B este reprezentat prin două particule omoloage, $p_1^2$ şi $p_2^2$ .

Alăturarea naturală a două sau mai multor corpuri $[O]^1$, deosebite fie prin compoziţie, fie prin starea de agregare, duce la apariţia sistemelor minerale eterogene de prim ordin (fig. 1.1. şi fig. 1.2.), notate prin simbolul $|E|^1$. În interiorul sistemelor $|E|^1$ apar suprafeţe de discontinuitate. Fiecare corp care intră în alcătuirea unui sistem $|E|^1$ devine particulă componenţială a sistemului eterogen, dar, spre deosebire de particulele chimice, prezente şi ele în sistem, un astfel de corp este o particulă de

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ordinul 2 şi va fi notată cu $[p^2]$. Totalitatea particulelor omoloage (cu aceeaşi compoziţie chimică şi cu aceeaşi structură) din sistemul $|E|^1$ constituie componentul de al doilea ordin, $C^2$, al sistemului $|E|^1$. În chimia fizică şi în termodinamică, în locul noţiunii $C^2$ se foloseşte cuvântul "fază". De aceea, trebuie reţinută identitatea:

$$C^2_{|E|^1} \equiv \phi_{|E|^1} .$$

Cu alte cuvinte, compoziţia unui sistem $|E|^1$ poate fi definită în două feluri:

a) prin intermediul compoziţiei chimice, dar în acest caz se poate vorbi doar de un chimism global;

b) prin intermediul componenţilor $C^2$, care redau compoziţia fazică (numărul, calitatea şi proporţia fazelor).

După stările de agregare ale fazelor componente, există şase categorii de sisteme minerale eterogene de prim ordin şi anume:

- $^{gL}|E|^1$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, bifazic, gaz-lichid;
- $^{L}|E|^1$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, bifazic, lichid-lichid (sistem cu lichide imiscibile);
- $^{LS}|E|^1$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, lichid-solid. Poate fi numit asociaţie minerală, dacă sunt mai multe faze solide;
- $^{S}|E|^1$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, solid-solid. Este asociaţia minerală eterogenă simplă (asociaţia minerală cu număr redus de cristale);
- $^{gS}|E|^1$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, solid-gaz. Poate fi numit asociaţie minerală dacă există mai multe faze solide;
- $^{gSL}|E|^1$ = sistem mineral eterogen de prim ordin, cu 3 stări de agregare. Poate fi numit asociaţie minerală dacă sunt cel puţin două faze solide.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 1.4. SISTEME MINERALE DE ORDINUL N > 2

Teoretic, sistemele omogene de ordinul 2 se pot obţine din corpurile sistemelor $|E|^1$ prin proliferarea la nesfârşit a particulelor omoloage $p^2$. De pildă, se pot obţine dintr-un corp $[E]^1$ prin

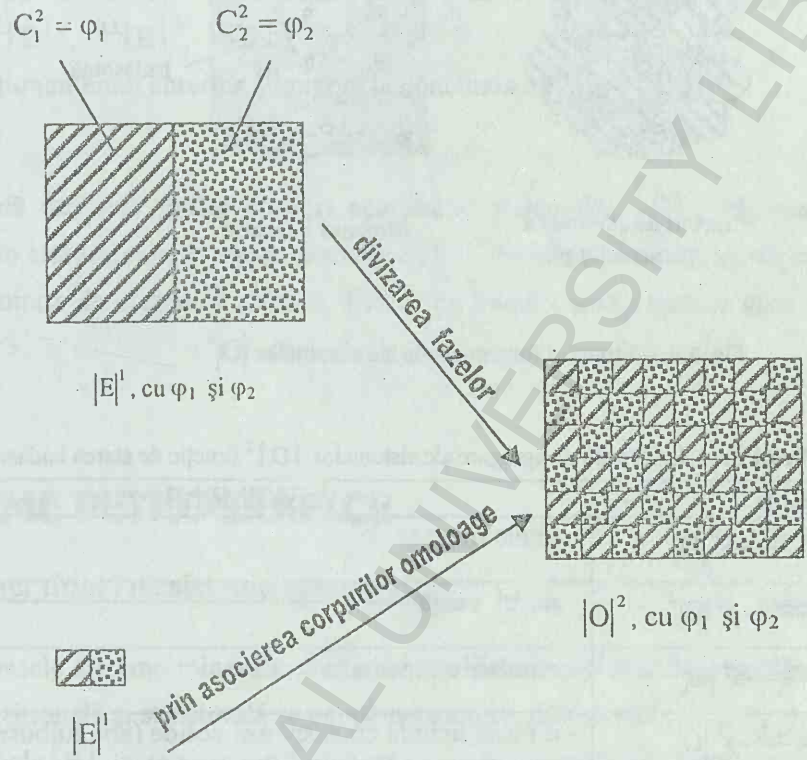
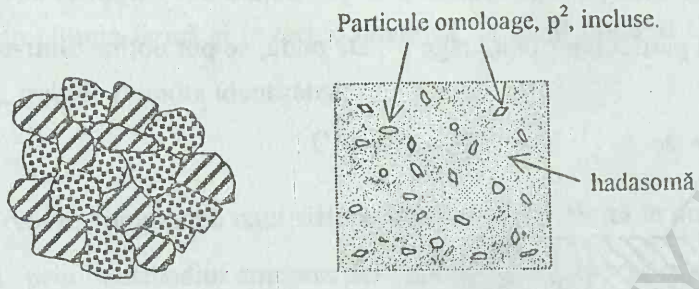



**Fig. 1.3.** – Modalităţi de obţinere a unui sistem omogen de ordinul 2.

divizarea uneia din faze (sau a tuturor fazelor) astfel încât numărul particulelor omoloage să tindă spre infinit, dar tot aşa de bine se pot obţine şi prin asocierea unui număr foarte mare de corpuri $[E]^1$, cu condiţia ca aceste corpuri să fie omoloage (fig. 1.3.). Asociaţia unui număr enorm de corpuri omoloage $[E]^2$ generează un sistem omogen cu o anumită structură (de alăturare), pe când divizarea uneia din faze şi dispersia particulelor divizate în corpul altei faze generează structuri de tip incluziv (fig. 1.4.). Starea de agregare a sistemului omogen cu structură incluzivă depinde de starea de agregare a hadasomei (tabelul nr. 1.1.).

Privit la scara dimensională a unei particule $p^2$, sistemul $|O|^2$ apare ca un sistem eterogen. Omogenitatea este pusă în evidenţă la o scară mult mai mare unde, realmente, se poate remarca numărul enorm al particulelor omoloage $p^2$.

BCU ASTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY




Structuri de alăturare a particulelor $p^2$.

Structuri incluzive

**Fig. 1.4.** – Structuri fundamentale ale sistemelor $|O|^2$.

**Tabelul nr. 1.1.** - Stările de agregare ale sistemelor $|O|^2$ funcție de starea hadasomei

| SISTEMUL | EXEMPLE |
|---|---|
| $^{gL}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .L}} {}^{L}\|O\|^2$ | - unele magme |
| $^{gL}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .g}} {}^{g}\|O\|^2$ | - norul, ceața |
| $^{L}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .L}} {}^{L}\|O\|^2$ | - emulsiile |
| $^{Ls}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .L}} {}^{L}\|O\|^2$ | - o masă lichidă cu suspensii solide (apa tulbure) |
| $^{Ls}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .s}} {}^{s}\|O\|^2$ | - rocă omogenă cu incluziuni lichide |
| $^{s}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .s}} {}^{s}\|O\|^2$ | - rocă omogenă |
| $^{gs}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .s}} {}^{s}\|O\|^2$ | - rocă omogenă cu incluziuni gazoase |
| $^{gs}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .g}} {}^{g}\|O\|^2$ | - praful, fumul |
| $^{gls}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .g}} {}^{g}\|O\|^2$ | - praful umed |
| $^{gls}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .L}} {}^{L}\|O\|^2$ | - unele magme |
| $^{gls}\|E\|^1_{N_p\to\infty} \xrightarrow{\text{hadasoma .s}} {}^{s}\|O\|^2$ | - roci cu incluziuni fluide și gazoase |

A se observa că, în sistemul $|O|^2$, avem două categorii de componenți:

a) componenți chimici, nespecifici ordinului, prin intermediul cărora putem defini compoziția chimică globală a sistemului;

b) componenți specifici ordinului, care nu sunt altceva decât fazele sistemului $|E|^1$, din care am derivat mental sistemul $|O|^2$. Prin urmare:

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$\phi_{|E|^1} \equiv C_{|O|^2} \equiv C^2 \quad .$$

De aceea, noţiunile "fază" şi "component" nu au sens dacă nu precizăm ordinul sistemului la care ne referim.

Alăturând un număr restrâns de corpuri omogene de ordinul 2, neomoloage, obţinem sisteme eterogene de ordinul 2. Fundamentale sunt următoarele sisteme eterogene: $^{SS}|E|^2$, $^{SL}|E|^2$, $^{Sg}|E|^2$, $^{SgL}|E|^2$, $^{LL}|E|^2$, $^{Lg}|E|^2$, $^{gg}|E|^2$.

Aplicând raţionamentul anterior, ajungem la concluzia că

$$|E|^2_{N_p \to \infty} \longrightarrow |O|^3 \quad ,$$

apoi, alăturând două sau mai multe corpuri aparţinând sistemelor $|O|^3$, obţinem sistemele eterogene $|E|^3$. Prin alăturarea sistemelor omoloage $|E|^3$, teoretic ar trebui să obţinem sisteme minerale cu omogenitate de ordinul 4 ş.a.m.d. Totuşi, pe Pământ nu se cunosc sisteme minerale cu omogenitate $n > 3$.

## 1.5. SISTEME PETROGRAFICE

### 1.5.1. Cele cinci tipuri de sisteme petrografice

Din numeroasele sisteme minerale fundamentale enumerate mai sus, există câteva de a căror esenţă compoziţională şi structurală se ocupă petrologia, şi anume:

- Toate sistemele $|E|^1$ care apar sub formă de asociaţii minerale eterogene;
- Sistemul $^{S}|O|^2$, indiferent de numărul fazelor solide care contribuie la edificarea lui. Acest sistem este definit în petrologie, ROCĂ, iar corpul natural al unei roci este numit LITON;
- Sistemele $^{S}|E|^2$ se numesc asociaţii petrografice eterogene (asociaţii cu un număr redus de litoni omologi);
- Sistemele $^{S}|O|^3$ sunt denumite asociaţii petrografice omogene (asociaţii petrografice cu un număr nelimitat de litoni omologi). Corpul unui sistem $^{S}|O|^3$ nu are o denumire consacrată, dar ar putea fi numit SUPRALITON (sau liton de al doilea ordin);
- Sistemele $^{S}|E|^3$ sunt numite asociaţii supralitonice eterogene (asociaţii cu un număr redus de supralitoni). Ele ar putea fi considerate şi ca asociaţii petrografice de al doilea ordin.

Dintre toate cele 5 sisteme petrografice fundamentale, cel mai cunoscut este sistemul $^{S}|O|^2$, respectiv roca. Componentul specific al rocii este mineralul sau faza minerală:

$$C^2_{\text{rocă}} \equiv \text{mineral} \equiv \text{fază minerală} \in {}^{S}|O|^1 \quad .$$

Pentru a fi asigurată omogenitatea de ordinul 2, într-o rocă, este necesar ca mineralul component să fie reprezentat printr-un număr foarte mare de cristale (granule) omoloage.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Majoritatea rocilor cunoscute sunt formate cel puțin din două minerale. Aceste roci sunt într-adevăr asociații minerale. Totuși, trebuie subliniat că noțiunile de "rocă" și "asociație minerală" nu sunt identice. Așa cum s-a menționat mai sus, există și asociații minerale eterogene, aparținând ordinului 1. Doar asociațiile minerale omogene, de al doilea ordin, sunt, în același timp și roci. Prin definiție, rocile trebuie neapărat să aibă omogenitate compozițională specifică ordinului.

## 1.5.2. Structura sistemelor petrografice

Modul de aranjare a particulelor în sistem dă structura sistemului. Structura nu are sens dacă nu se specifică genitatea și ordinul sistemului la care ne referim. Pentru sistemele omogene de prim ordin, structura este dată de modul de aranjare a particulelor chimice. Pentru celelalte sisteme minerale fundamentale, structurile sunt date de modul de aranjare a componenților specifici, și anume:

1. În sistemele $|E|^1$, structura este dată de aranjarea în spațiu a fazelor care compun sistemul. Fundamentale sunt doar trei posibilități:

a) aranjare prin alăturare (o fază lângă alta);

b) aranjare incluzivă (o fază în corpul altei faze);

c) aranjare mixtă (întrepătrundere reciprocă).

2. În sistemele $|O|^2$, în care intră și rocile, structura este dată tot de modul de aranjare al fazelor, cu condiția să se asigure omogenitatea de ordinul 2 a sistemului. Pentru aceasta este obligatoriu ca cel puțin una din faze să fie divizată într-un număr enorm de corpuri omoloage. Factorii de care depinde aranjamentul spațial al fazelor, adică factorii structurali, sunt foarte mulți și de aceea aranjamentele posibile ale particulelor sunt, probabil, nelimitate. Și aici trebuie introdus un criteriu în baza căruia să decretăm că un anume aranjament este esențial, iar un altul neesențial. În sistemele omogene de ordinul întâi, criteriul cel mai important este acela care ne permite să facem distincția între un aranjament ordonat sau dezordonat al particulelor chimice. Acesta este criteriul pozițional și el trebuie menținut și la sistemele omogene de ordin superior, mai ales la sistemele petrografice omogene. Poziția particulelor una față de alta, eventual poziția față de un sistem de referință comun tuturor particulelor, este criteriul fundamental prin care precizăm tropia sistemului omogen, prima dintre proprietățile structurale ale sistemului omogen. Astfel, trebuie deosebite în primul rând structurile izotrope de cele anizotrope (fig. 1.5.a.). Primele se realizează ori de câte ori nu există restricții de poziție ale particulelor; teoretic, ele pot ocupa orice poziție în interiorul corpului omogen, asigurând dezordinea totală. În schimb, structurile anizotrope presupun restricții de poziție a particulelor, dând localizări preferențiale sau orientări preferențiale.

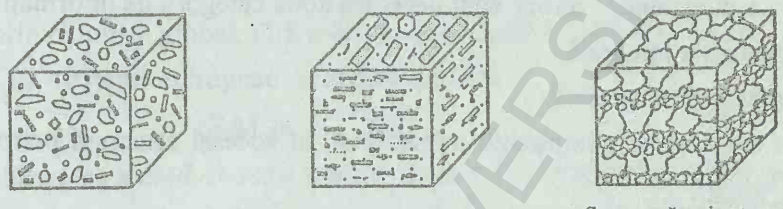
În roci structurile anizotrope sunt date de orientarea preferențială sau de localizarea preferențială a cristalelor, pe când structurile izotrope sunt asigurate de localizarea dezordonată

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

(întâmplătoare) a acestora. În asociațiile omogene de roci, aparținând sistemelor | O |[3], tropia este asigurată de poziția litonilor.

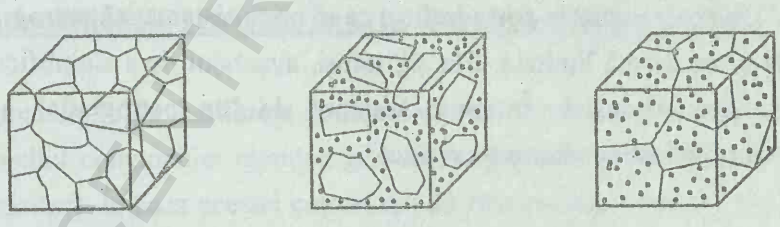
Forma și dimensiunea particulelor nu sunt luate prea mult în considerație la descrierea structurilor în sistemele omogene de prim ordin, însă devin foarte importante pentru edificarea structurilor în sistemele de ordin superior. Combinând diferite forme și diferite dimensiuni (absolute, dar mai ales relative), în sistemele petrografice omogene se pot obține numeroase configurații structurale (fig. 1.5.b.). De aceea, pentru sistemele petrografice se pot admite trei factori structurali fundamentali:

- Factorii tropici, în esență poziționali, în baza cărora separăm structurile fundamentale izotrope și anizotrope;

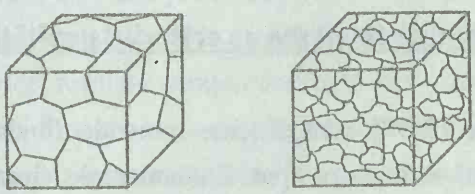


Structură izotropă | Structură anizotropă dată de orientarea particulelor | Structură anizotropă dată de localizare preferențială

Fig. 1.5.a. – Structuri tropice fundamentale



Structură echigranulară | Structură inechigranulară porfirică | Structură poikilitică



Structură panidiomorfă | Structură allotriomorfă

Fig. 1.5.b. – Structuri petrografice definite de forma și dimensiunile relative ale cristalelor

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Factorii morfologici, care redau forma particulelor şi permit clasificarea morfologică a particulelor componenţiale;
- Factorii dimensionali:
  a) dimensiunile absolute ale particulelor, prin care putem să exprimăm gradul de fragmentare sau dispersia fazelor;
  b) dimensiunile relative.

### 1.5.3. Specia petrografică. Tipul petrografic

Pentru a putea defini o rocă sunt necesare două categorii de informaţii:

a) compoziţia minerală;

b) structura petrografică.

Rocile cu aceeaşi compoziţie minerală şi cu aceeaşi structură petrografică reprezintă o specie petrografică.

Combinaţiile teoretic posibile între minerale şi aranjamentele spaţiale posibile fiind enorme, fac ca numărul speciilor minerale să fie, practic, nelimitat. Este imposibil să denumim toate aceste specii cu nume proprii şi, de altfel, nici nu ar fi de ajutor. Mult mai important este să se cerceteze gradele de asemănare între specii ca, în baza acestor asemănări, să se clasifice speciile într-un număr cât mai mic de tipuri petrografice. Un tip petrografic ar trebui, deci, să cuprindă toate speciile petrografice asemănătoare cu o specie petrografică reală, considerată a fi etalonul petrografic al tipului. Criteriul de asemănare este, desigur, convenţional, fiind stabilit prin consens. De aceea, tipurile petrografice, ca şi orice sistematică petrografică, nu pot fi decât convenţionale şi de durată limitată. Ele au, totuşi, avantajul de a simplifica limbajul, facilitând astfel comunicarea ştiinţifică. În plus, noţiunea de "tip petrografic" a încurajat studierea amănunţită a tuturor "etaloanelor petrografice".

## 1.6. SISTEME MAGMATICE

### 1.6.1. Tipuri fundamentale separate pe criteriul genităţii

Sistemele magmatice (S.M.) sunt sisteme minerale fluide stabile doar la temperaturi înalte După genitate, ele se divid în patru tipuri fundamentale, fiecare tip aparţinând unui sistem mineral fundamental:

*Tipul 1*- $(S.M.)_I$ - sisteme magmatice omogene de prim ordin:

$$(S.M.)_I \in {}^{L}|O|^{1} .$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Acestea sunt sisteme magmatice "absolut omogene", deoarece sunt alcătuite dintr-o unică fază fluidă, nedivizată în subcorpuri (particule).

*Tipul 2* - $(S.M.)_{II}$ - sisteme omogene de al doilea ordin:

$$(S.M.)_{II} \in {}^{L}|O|^{2} \quad .$$

Aceste sisteme magmatice conţin cel puţin două faze, una dintre ele fiind lichidă şi cu rol de hadasomă, iar celelalte faze (solidă, lichidă sau gazoasă) fiind divizate în numeroase subcorpuri şi împrăştiate omogen în hadasomă.

*Tipul 3* - $(S.M.)_{III}$ - sisteme eterogene de prim ordin:

$$(S.M.)_{III} \in {}^{L}|E|^{1} \quad .$$

Sunt sisteme compozite alcătuite din două sau mai multe subcorpuri magmatice cu omogenitate de prim ordin. În cazul cel mai simplu, ele se reduc la coexistenţa (prin alăturare) a două lichide, diferite prin chimism global, fără o dispersie a unuia în corpul celuilalt.

*Tipul 4* - $(S.M.)_{IV}$ - sisteme eterogene de al doilea ordin:

$$(S.M.)_{IV} \in {}^{L}|E|^{2} \quad .$$

Se obţin prin alăturarea a două sau mai multor magme cu omogenitate de al doilea ordin.

În mod natural, cele patru tipuri de sisteme pot trece unul în celălalt prin diferite procese spontane, astfel încât, teoretic, unul şi acelaşi sistem magmatic poate căpăta, în timp, toate cele patru ipostaze. Tranziţia presupune apariţia (sau dispariţia) unor faze şi/sau reorganizarea spaţială a acestora, cu condiţia ca pe tot parcursul procesului să fie prezentă o fază lichidă de înaltă temperatură.

## 1.6.2. Tipuri compoziţionale separate pe criteriul chimismului global

Sistemele magmatice fluide, indiferent de faptul că sunt monofazice sau polifazice, pot fi definite şi prin intermediul compoziţiei chimice globale (exprimată prin proporţia elementelor chimice, eventual a oxizilor). În baza acestei compoziţii au fost propuse variate "tipuri chimice" de magme, pentru abordarea diferitelor probleme de petrologie. Totuşi, până în prezent, pot fi considerate cu adevărat majore (fundamentale) doar patru categorii compoziţionale:

1. magme silicatice, alcătuite predominant din substanţă silicatică;
2. magme carbonatice, alcătuite în esenţă din topituri carbonatice;
3. magme sulfurice, formate esenţial din topituri ale diverselor sulfuri;
4. magme oxidice, formate în esenţă din topituri ale oxizilor metalici.

În natură tipurile chimice pot apare ca sisteme independente (corpuri magmatice solitare), dar tot aşa de bine pot să apară ca subsisteme (părţi componente) ale unui unic corp magmatic eterogen.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 1.6.3. Roci magmatice

Sunt denumite roci magmatice toate acele roci care rezultă sau ar putea rezulta direct din sisteme magmatice. Principial există trei mecanisme (procese) de formare a rocilor magmatice:

- 1) prin separarea fazelor solide din sistemul magmatic, dacă acesta din urmă este un sistem $^{L}|O|^{2}$ - se presupune că acest sistem are cel puţin două faze componente, una dintre ele neapărat solidă. Rocile formate pe această cale sunt denumite "cumulate";
- 2) prin cristalizarea fazei lichide. Pe această cale se formează majoritatea rocilor magmatice;
- 3) prin vitrificarea fazei lichide, adică transformarea fazei lichide în fază sticloasă.

Cele trei mecanisme pot acţiona separat sau simultan.

Prin procesele (2) şi (3), sistemul magmatic îşi pierde fluiditatea caracteristică, devenind mult mai vâscos. Fenomenul este cunoscut sub numele de "consolidare magmatică", iar rocile magmatice generate astfel sunt considerate roci de "consolidare magmatică".

Procesul petrogenetic generator îşi pune amprenta asupra compoziţiei minerale şi structurii rocii magmatice, după cum urmează:

- lipsa procesului (3) conduce la formarea rocilor magmatice alcătuite exclusiv din faze minerale solide; aceste roci sunt considerate holocristaline;
- acţiunea simultană a proceselor (2) şi (3) conduce la formarea unor roci cu faze solide mixte (cristaline şi sticloase); ele sunt numite roci hipocristaline;
- acţiunea exclusivă a procesului (3) poate genera fie roci holovitroase, dacă sistemul magmatic iniţial era alcătuit exclusiv din fază lichidă, fie roci hipocristaline, dacă sistemul magmatic iniţial conţinea deja unele faze cristaline.

Sistemul magmatic din care provine o anumită rocă magmatică reprezintă sistemul parental al acelei roci. Între roca magmatică şi sistemul său parental poate exista sau nu o identitate în ceea ce priveşte compoziţia chimică globală. Rocile magmatice care moştenesc chimismul global al sistemului parental sunt în exclusivitate rezultatul consolidării magmatice în sistem închis. Acest fenomen se realizează, probabil, destul de rar.

Mult mai frecvent petrogeneza magmatică implică diferenţierea spaţială a fazelor şi o evoluţie în sistem deschis, ceea ce determină ca, în final din unul şi acelaşi sistem parental să rezulte mai multe tipuri petrografice, eventual şi alte sisteme fluide nemagmatice, cum ar fi, de exemplu, sistemele hidrotermale. Totalitatea tipurilor petrografice rezultate din acelaşi sistem magmatic parental sunt denumite roci magmatice "cogenetice" sau "consagvine". Din punct de vedere al compoziţiei chimice, raportate la compoziţia sistemului parental, rocile cogenetice sunt complementare. De regulă, rocile cogenetice se asociază spaţial, formând asociaţii petrografice petrogenetice. Chimismul global al întregii asociaţii ar putea fi identic cu chimismul magmei parentale, dacă din aceasta din urmă nu s-au separat mase importante de fluide volatile.

BCU "ŞTIINŢA" UNIVERSITY LIBRARY

În schimb, între compoziția chimică a unei specii petrografice din asociația cogenetică și chimismul magmei parentale, ar putea fi deosebiri izbitoare. Există, evident, și reciproca: una și aceeași specie petrografică poate proveni din sisteme magmatice diferite, în ceea ce privește chimismul global. Rocile similare, provenite din sisteme parentale diferite, sunt denumite roci "convergente".

## 1.7. CORPURI MAGMATICE

Corpurile naturale alcătuite din magme sau din roci magmatice sunt denumite corpuri magmatice. Între un corp magmatic dat și mediul ambiant există o zonă de discontinuitate închisă, fiind marcată de un salt a cel puțin unuia din parametrii compoziționali-structurali specifici corpului.

Pentru descrierea corpurilor magmatice, în decursul timpului, au fost invocați diverși parametri morfologici, poziționali, compoziționali, structurali și temporali. Fiecare tip de parametru poate fi utilizat drept criteriu de sistematică, iar fiecare clasificare folosește un limbaj propriu. Ca urmare, astăzi suntem în situația de a putea denumi unul și același corp cu termeni diferiți funcție de criteriul invocat și de scopul pe care îl urmărim.

### 1.7.1. Morfologia corpurilor magmatice

Din punct de vedere al formei, corpurile naturale se pot încadra în una sau alta din cele două categorii:

a) corpuri cu forme geometrice;

b) corpuri cu forme negeometrice (neregulate).

La corpurile geometrice există o relație matematică explicită între cele trei mărimi geometrice fundamentale ale corpului: arie, volum și una din dimensiunile liniare (rază, diametru, muchie etc.). Din această categorie fac parte formele sferice, cubice, cilindrice, conice etc. În virtutea acestei corelații matematice, între cele trei mărimi, este suficientă o singură mărime pentru a putea reda dimensiunea absolută a corpului geometric, exprimată în unități de măsură liniare, pătratice sau cubice.

Corpurile magmatice, ca multe alte corpuri naturale, sunt cel mult doar aproximativ geometrice. De aceea, pentru a descrie forma unui corp magmatic, este mai comod să utilizăm metria: tendința corpului de extindere în spațiul tridimensional. În acest scop, se ia ca referință un sistem rectangular triaxial (x, y, z), având originea în centrul de masă al corpului. Extinderea în cele trei direcții este exprimată prin cele trei dimensiuni liniare ale corpului: a, b, c. Funcție de mărimea relativă a celor trei dimensiuni, se obțin formele metrice fundamentale (fig. 1.6.):

BCU "BABEȘ-BOLYAI" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- corpuri magmatice izometrice (a ≅ b ≅ c); ca exemple pot servi unele "bombe vulcanice", unele "pillow-lava" etc.;
- corpuri anizometrice bidimensionale (tabulare = stratiforme = planare), adică acelea care se extind preferențial în două dimensiuni; așa-numitele "pânze de lavă", lavele stratiforme, sill-

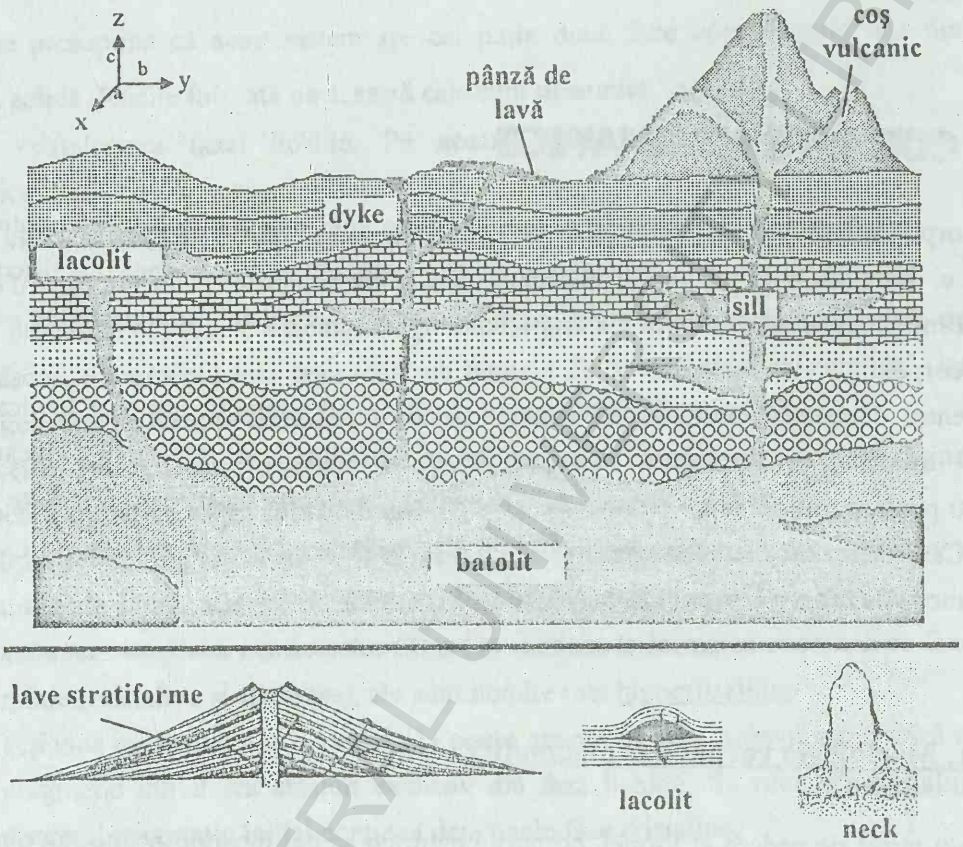



**Fig. 1.6.** – Câteva forme naturale ale corpurilor magmatice (devenite clasice) și denumirile lor specifice.

urile, dyke-urile etc. aparțin acestei categorii morfometrice;

- corpuri anizometrice unidimensionale, cu tendință de extindere preferențială într-o unică direcție: corpuri magmatice numite neck-uri, coșuri vulcanice, stock-uri etc.;
- corpuri ramificate (fractale) cu tendință de dezvoltare în 2/n dimensiuni (unde $1<n<2$) sau 3/m dimensiuni (cu $2<m<3$), respectiv cele cu ramificație în două dimensiuni (tipul frunzei de palmier sau tipul palmat) și cele cu ramificație arborescentă (ramificație în trei dimensiuni).

Pentru calculele utilizate la interpretările geofizice, pentru calculele de rezervă și pentru diverse alte scopuri, formele metrice fundamentale se asimilează formelor geometrice: sfera (cele izometrice), discul (cele planare) și cilindrul (cele unidimensionale).

BCU IAȘI (CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY)

### 1.7.2. Poziţia corpurilor magmatice

Poziţia corpurilor magmatice în spaţiul terestru este precizată, de asemenea, printr-un sistem de referinţă (x, y, z), în aşa fel încât axul z să corespundă cu verticala locului, iar x şi y să corespundă paralelei şi, respectiv, meridianului acelui loc. În acest caz, poziţia corpului magmatic este determinată de latitudine, longitudine şi adâncime (sau depărtarea faţă de centrul Pământului). Funcţie de coordonata z, corpurile magmatice pot fi considerate plutonice (adânci) sau vulcanice (de suprafaţă). Termenii "abisici" şi "hipoabisici" au fost utilizaţi pentru a exprima adâncimi mari sau mai puţin mari. [Termenul de corp "subvulcanic" se utilizează pentru cazul particular al unui corp hipoabisic aflat sub un alt corp vulcanic.]

Poziţiile corpurilor magmatice de mari dimensiuni, mai ales dacă acestea au devenit modele petrologice, sunt redate prin repere geografice: corpul de la Skaergaard (Groenlanda), corpul de la Ditrău (România) etc.

Pentru corpurile neizometrice, pe lângă poziţionarea geodezică, se utilizează şi poziţia unghiulară: poziţia planului sau a axului de extindere a corpului faţă de reperele geodezice. În plus, este foarte des utilizată în geologie poziţia unghiulară relativă a corpului magmatic faţă de poziţia altui corp anizometric vecin, luată ca reper. Din acest punct de vedere, corpurile magmatice anizometrice sunt considerate fie concordante, fie discordante. În baza acestui criteriu se poate face, de pildă, distincţie între sill (corp tabular concordant) şi dyke (corp tabular discordant), deşi, din alte puncte de vedere, cele două tipuri de corpuri ar putea fi identice.

Tot în baza poziţiei unghiulare se pot defini "orientarea preferenţială" şi "aliniamentul" corpurilor magmatice. Orientarea preferenţială este un termen care se referă la poziţia concordantă (sau aproape concordantă) a unui mare număr de corpuri magmatice (ea se mai numeşte şi poziţie unghiulară ordonată). Aliniamentul (sau aranjamentul liniar) este distribuţia în spaţiu a cel puţin trei corpuri, astfel încât centrele lor de masă să se plaseze pe aceeaşi direcţie (linia aliniamentului).

### 1.7.3. Compoziţia corpurilor magmatice

Esenţa compoziţională a unui corp magmatic, principial, poate fi redată în două moduri: prin chimismul global şi prin tipurile petrografice care intră în alcătuirea corpului. Din acest punct de vedere, trebuie făcută distincţia între corpurile magmatice omogene sau monosomatice (formate dintr-un singur sistem magmatic, eventual dintr-un unic tip petrografic) şi cele eterogene sau polisomatice (formate din două sau mai multe tipuri de magme, eventual din două sau mai multe tipuri petrografice).

Corpurile monosomatice pot fi caracterizate la fel de bine prin chimismul global ca şi prin tipul petrografic. De aceea ele pot fi clasificate, de pildă, în corpuri magmatice bazice,

BCU "Ştiinţă" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

acide, alcaline etc., după cum tot aşa de bine ar putea fi clasificate în corpuri gabroice, granitice etc., după denumirea tipului petrografic constituent. La corpurile polisomatice chimismul global devine inoperant în sistematică, deoarece compoziţia acestor corpuri magmatice poate fi redată corect doar prin intermediul componenţilor petrografici. Funcţie de natura tipurilor petrografice, de proporţia acestora sau de valoarea petrologică pe care o acordăm unuia din tipuri, corpurile magmatice polisomatice pot fi clasificate în numeroase moduri.

### 1.7.4. Structura corpurilor magmatice

La corpurile magmatice polisomatice structura este definită de modul de aranjare a subcorpurilor constituente. În corpurile magmatice complet solidificate, structura este dată de modul de aranjare a subcorpurilor petrografice. Teoretic, aceste structuri pot fi nelimitate, însă, dintre toate acestea, doar câteva au atras atenţia petrologilor în mod deosebit:

- structuri stratificate, remarcate la corpurile plutonice de mari dimensiuni, alcătuite din litoni tabulari cu orientare paralelă;
- structuri incluzive, specifice corpurilor magmatice care conţin numeroase corpuri litice cu dimensiuni relativ mici, numite "enclave" - în literatura franceză - sau "xenolite" - în cea anglo-saxonă;
- structuri zonale, exprimate fie prin zonalitate compoziţională, fie structurală; în acest caz, de la marginea corpului spre interior se remarcă o variaţie simetrică a compoziţiei petrografice (în cazul corpurilor polisomatice), eventual o variaţie a structurii (în cazul corpurilor monosomatice) (fig. 1.7.).

Desigur, într-un polisom magmatic pot exista şi structuri complexe date de un aranjament complicat al constituenţilor petrografici, care nu sunt desemnate prin termeni speciali.

Corpurile magmatice solidificate sunt, de regulă, fisurate. Poziţia, forma, şi densitatea fisurilor pot varia enorm de la un corp la altul. Datorită acestora, corpul magmatic se fragmentează în numeroase subcorpuri, deseori poliedrice, uneori cu forme spectaculoase, cum sunt cele prismatice (în formă de coloană). Mai rar apar şi fisuri sferice care divizează corpul magmatic în numeroase corpuri rotunde (globulare, elipsoidale etc.). Prin urmare, datorită fisuraţiei, orice corp magmatic, chiar şi cel omogen din punct de vedere petrografic, poate fi divizat în numeroase subcorpuri mai mici. Prin forma, dimensiunea şi aranjamentul acestor subcorpuri, în corpul magmatic se realizează o structură de altă natură decât cea compoziţională, care ar putea fi numită structură de fisuraţie.

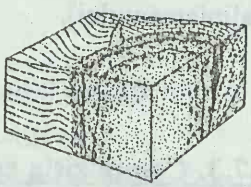


**Fig. 1.7.** – Structură zonală a unui corp magmatic.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 1.7.5. Vârsta corpurilor magmatice

În evoluţia sa, un corp magmatic trece prin două etape majore:

i. Etapa evoluţiei suprasolidus şi corespunde evoluţiei magmatice propriu-zise, când se desfăşoară procesele magmatice specifice: cristalizare, diferenţiere magmatică etc. În această etapă, în corpul magmatic este mereu prezentă topitura magmatică.

ii. Etapa evoluţiei subsolidus, care începe în momentul dispariţiei lichidului magmatic, prin cristalizare sau prin vitrificare.

În prima etapă corpul magmatic este relativ mobil, în sensul că îşi poate schimba cu uşurinţă poziţia, dar mai ales coordonata adâncimii. Tot în această etapă el interacţionează intens cu mediul ambiant, prin schimb de substanţă şi energie calorică. În cea de-a doua etapă corpul magmatic este mult mai puţin mobil şi mai puţin activ faţă de mediul înconjurător. De aceea, prima etapă de evoluţie ar putea fi numită "activă", iar cea de-a doua, "pasivă" (corpurile magmatice "pasive" ar putea fi considerate corpuri fosile).

Timpul cât durează etapa activă a unui corp magmatic depinde de mai mulţi factori, dar decisivi sunt: masa corpului, suprafaţa specifică (raportul dintre aria totală şi volum), contrastul termic dintre corp şi mediul ambiant, precum şi conductivitatea termică a mediului. În principiu, corpurile de mari dimensiuni, aflate la adâncimi mari (aşa cum sunt batolitele), au o etapă activă foarte lungă, putând ajunge la ordinul milioanelor de ani. În schimb, corpurile mici pot avea o etapă activă foarte scurtă (de ordinul anilor, zilelor sau orelor).

Din punct de vedere geologic, vârsta unui corp mineral fosil măsoară intervalul de timp de la formarea acelui corp până în prezent. Pentru un corp magmatic, vârsta în ani ($N_{ani}$) ar trebui să fie:

$$N_{ani} = \Delta t_1 + \Delta t_2 \quad ,$$

unde $\Delta t_1$ este etapa evoluţiei active, iar $\Delta t_2$ etapa evoluţiei pasive (fosile). Totuşi, raportat la timpul geologic, se consideră că $\Delta t_1 \cong 0$ şi, deci,

$$N_{ani} \cong \Delta t_2 \quad .$$

[Stratigrafic se consideră că vârsta corpului magmatic ar fi una şi aceeaşi cu ceea ce se numeşte "vârsta punerii în loc" a corpului magmatic. Termenul "punere în loc", foarte des folosit în geologie, poate provoca, însă, confuzii şi ar trebui evitat. În primul rând, nu toate sistemele magmatice îşi părăsesc locul de formare, unele dintre acestea evoluând în situ. În al doilea rând, există sisteme magmatice care, în etapa activă, se pun în loc de mai multe ori, venind spre suprafaţă în etape, prin intruziuni succesive.]

Debutul etapei pasive este estimat prin diverse procedee, radiogene sau stratigrafice. Se consideră că vârsta este precis stabilită dacă rezultatele diferitelor procedee coincid.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 1.7.6. Asociaţii de corpuri magmatice. Provincii magmatice.

Rareori corpurile magmatice sunt izolate. De regulă ele apar grupate într-un spaţiu geologic definit, formând asociaţii de corpuri.

Se pot asocia:

a) corpuri magmatice omogene şi omoloage;
b) corpuri omogene + corpuri eterogene (polisomatice);
c) corpuri eterogene (polisomatice).

Corpurile magmatice dintr-o anumită asociaţie, cu vârste geologice asemănătoare, sunt, în general, considerate "cogenetice", adică îşi datoresc apariţia aceluiaşi proces magmatogen. Spaţiul geologic care cuprinde una sau mai multe asociaţii de corpuri magmatice cogenetice constituie o **provincie magmatică**. Denumirea unei provincii este redată prin repere geografice (de exemplu: provincie atlantică, provincie banatitică etc.), prin vârstele geologice (de exemplu: provincie neogenă, provincie caledoniană etc.) sau prin repere tectonice (de exemplu: provincie laramică, provincie variscă etc.).

Dacă provincia are o mare extindere în spaţiul geologic, eventual o mare extindere în timp, ea poate fi împărţită convenţional în subprovincii. De exemplu, provincia magmatică neogenă din Carpaţi, poate fi divizată în subprovincii, cum ar fi cea a Carpaţilor Orientali, cea a Munţilor Apuseni etc.

A se reţine că "provincia magmatică" este un concept care admite ca premiză obligatorie cogenitatea corpurilor din asociaţie. De aceea, nu toate corpurile magmatice care se găsesc într-un spaţiu geologic dat aparţin neapărat aceleiaşi provincii. Este posibil ca, în acelaşi spaţiu geologic să coexiste două sau mai multe provincii magmatice heterocrone. Astfel, în acelaşi spaţiu poate coexista o provincie neogenă alături de o alta mezozoică.

## 1.8. CLASIFICAREA ROCILOR MAGMATICE

### Convenţii taxonomice

Tendinţa modernă este de a clasifica rocile magmatice pe baza compoziţiei şi structurii petrografice a acestora. Sistematicile bazate pe alte criterii (cum ar fi vârsta rocilor, condiţia geologică a corpurilor petrografice, concepţiile genetice ale cercetătorilor etc.), precum şi numeroasele denumiri derivate din aceste sistematici, ar trebui abandonate. În esenţă, se urmăreşte ca, din cele peste 1000 de denumiri petrografice, să se păstreze doar acelea care evocă – sau ar putea evoca – o anumită compoziţie sau/şi o anumită structură. Cum rocile sunt sisteme minerale cu omogenitate de al doilea ordin, compoziţia lor poate fi redată atât prin intermediul componenţilor chimici, cât şi prin intermediul celor minerali. În primul caz, se vorbeşte de o compoziţie chimică, iar în al doilea, de o compoziţie minerală (modală).

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă ne propunem să clasificăm rocile pe baze compoziţionale, principial se poate accepta un sistem de clasificare paralelă, respectiv una mineralogică şi alta chimică. Totuşi, este de preferat clasificarea mineralogică, deoarece sunt numeroase roci practic izochimice, dar cu compoziţii minerale evident diferite. Numai în cazuri excepţionale ar trebui să apelăm la clasificarea chimică şi anume, când rocile conţin proporţii apreciabile de faze minerale amorfe (ca de exemplu sticla) sau atunci când, din punct de vedere tehnic, determinarea compoziţiei minerale este foarte dificilă sau imposibilă.

Mineralogic, rocile se pot deosebi între ele fie prin calitatea mineralelor, fie prin proporţia acestora. Prin urmare, pe baze mineralogice, avem la dispoziţie două modalităţi de a diferenţia rocile unele de altele:

a. Prin intermediul calităţii mineralelor şi, în acest caz, vom separa grupe (tipuri) de roci calitativ distincte, o grupă (sau un tip) conţinând toate rocile formate din aceleaşi minerale, indiferent de proporţia lor;
b. Prin intermediul proporţiilor minerale, iar în acest caz apar grupe (tipuri) petrografice cu nuanţă cantitativă şi semicalitativă, deoarece într-o grupă (sau tip petrografic) vor intra toate rocile care conţin anumite minerale într-o anumită proporţie, aleasă convenţional.

Sistematicile moderne preferă clasificarea rocilor magmatice pe baza proporţiei mineralelor componente. De aceea, mineralele formatoare de roci magmatice, acceptate ca derivând direct din magme, desemnate prin termenul genetic de **minerale primare**, sunt divizate în două grupe: principale (cu proporţii mari) şi subordonate (cu proporţii mici). Evident, pentru a le distinge, este nevoie de un consens colectiv în fixarea unei anumite limite cantitative (procentuale). Deosebirea dintre cele două grupe are, totuşi, un temei obiectiv. Aşa cum deja am subliniat în paragrafele anterioare, o specie petrografică este definită complet numai dacă se cunosc compoziţia şi structura specifică. Dar structura unei roci este impusă, practic, doar de mineralele dominante, ale căror cristale intră în atingere reciprocă. Mineralele subordonate, reprezentate cel mai adesea prin cristale izolate unele de altele, nu contribuie, de regulă, la edificarea structurilor petrografice specifice.

Pe baza mineralelor principale, rocile magmatice cunoscute până în prezent (sau cele acceptate ca putând deriva direct din magme) se pot grupa în patru categorii mari:

1. Roci magmatice silicatice - alcătuite în principal sau exclusiv din silicaţi;
2. Roci magmatice carbonatice – cele care conţin carbonaţi, ca minerale principale;
3. Roci magmatice oxidice – conţin oxizi metalici, ca minerale principale;
4. Roci magmatice sulfurice – conţin sulfuri, ca minerale principale.

Este posibil ca, în viitor, să se demonstreze existenţa şi a altor categorii compoziţionale de roci magmatice, formate din alte minerale decât cele indicate mai sus. Mult timp nu s-au cunoscut decât rocile magmatice silicatice, ele fiind incomparabil mai răspândite decât toate celelalte luate la un loc. Acesta este motivul pentru care rocile silicatice, în raport cu celelalte categorii, au o sistematică şi o nomenclatură mult mai elaborată.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 1.8.1. Clasificarea şi nomenclatura rocilor magmatice silicatice

### 1.8.1.1. Clasificarea şi nomenclatura rocilor magmatice silicatice pe criteriul proporţiei minerale

#### *1.8.1.1.1. Principalele grupe de silicaţi. Simboluri caracteristice.*

În prezent se admite că, în rocile magmatice, pot să apară, ca minerale principale, următoarele grupe de silicaţi:

- **Grupul Q** – minerale din grupul $SiO_2$ (α-curţ, β-cuarţ, coesit etc.);
- **Grupul A** – feldspaţi alcalini (potasici, sodici, sodo-potasici);
- **Grupul P** – feldspaţi plagioclazi (An > 5%);
- **Grupul F** – feldspatoizi = foide (nefelin, leucit, kalsilit etc.);
- **Grupul M** – silicaţi mafici = feromagnezieni (olivine, piroxeni, amfiboli, mice fero-magneziene)
- **Grupul Mt** – melilite.

În rocile magmatice, aceste grupe se pot asocia, iar fiecare asociaţie defineşte o categorie (grupă) mineralogică de roci magmatice. Asociaţiile naturale mai frecvent întâlnite sunt următoarele:

| | |
|---|---|
| Q + A ± M<br>Q + A + P ± M<br>Q + P ± M | → GRUPA ROCILOR CUARŢO-FELDSPATICE |
| A + P ± M<br>A ± M<br>P ± M | → GRUPA ROCILOR FELDSPATICE |
| F + A ± M<br>F + P ± M<br>F + A + P ± M<br>F ± M | → GRUPA ROCILOR FOIDICE |
| M ± P (cu M ≥ 90 %) | → GRUPA ROCILOR ULTRAMAFICE |
| Mt + M<br>Mt + F ± M | → GRUIPA ROCILOR MELILITICE |

După câte se poate remarca, grupul Q nu se asociază natural nici cu grupul F şi nici cu grupul Mt, fiind incompatibile chimic.

În cadrul fiecărei asociaţii pot exista două sau mai multe tipuri petrografice, iar denumirea tipului este condiţionată nu numai de proporţia mineralelor principale, dar şi de structura petrografică. Potrivit recomandărilor Comisiei Internaţionale de Sistematică a Rocilor, afiliată Congreselor Geologice Internaţionale (I.U.G.S.), în adoptarea nomenclaturii tipului

BCU IAŞI - BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

petrografic trebuie să se ţină seama dacă structura rocilor este faneritică sau afanitică. Din punct de vedere al sistematicii petrografice, rocile faneritice sunt echivalente cu rocile magmatice plutonice (pentru că, de regulă, apar în corpuri magmatice plutonice), iar cele afanitice sunt echivalente cu cele vulcanice (pentru că se găsesc, de regulă, în corpurile vulcanice).

### *1.8.1.1.2. Clasificarea şi nomenclatura rocilor magmatice cuarţo-feldspatice, feldspatice şi foidice (M < 90%) pe baza proporţiilor Q:A:P:F*

Utilizând două diagrame ternare, de tip baricentric, reprezentate prin două triunghiuri echilaterale cu bază comună (figura 1.8.a.), se pot indica toate proporţiile posibile între grupele Q, A, P, F (făcându-se abstracţie de grupul M). Într-o astfel de diagramă, Streckeisen (1967) separă mai multe tipuri petrografice, folosind proporţii convenţionale.

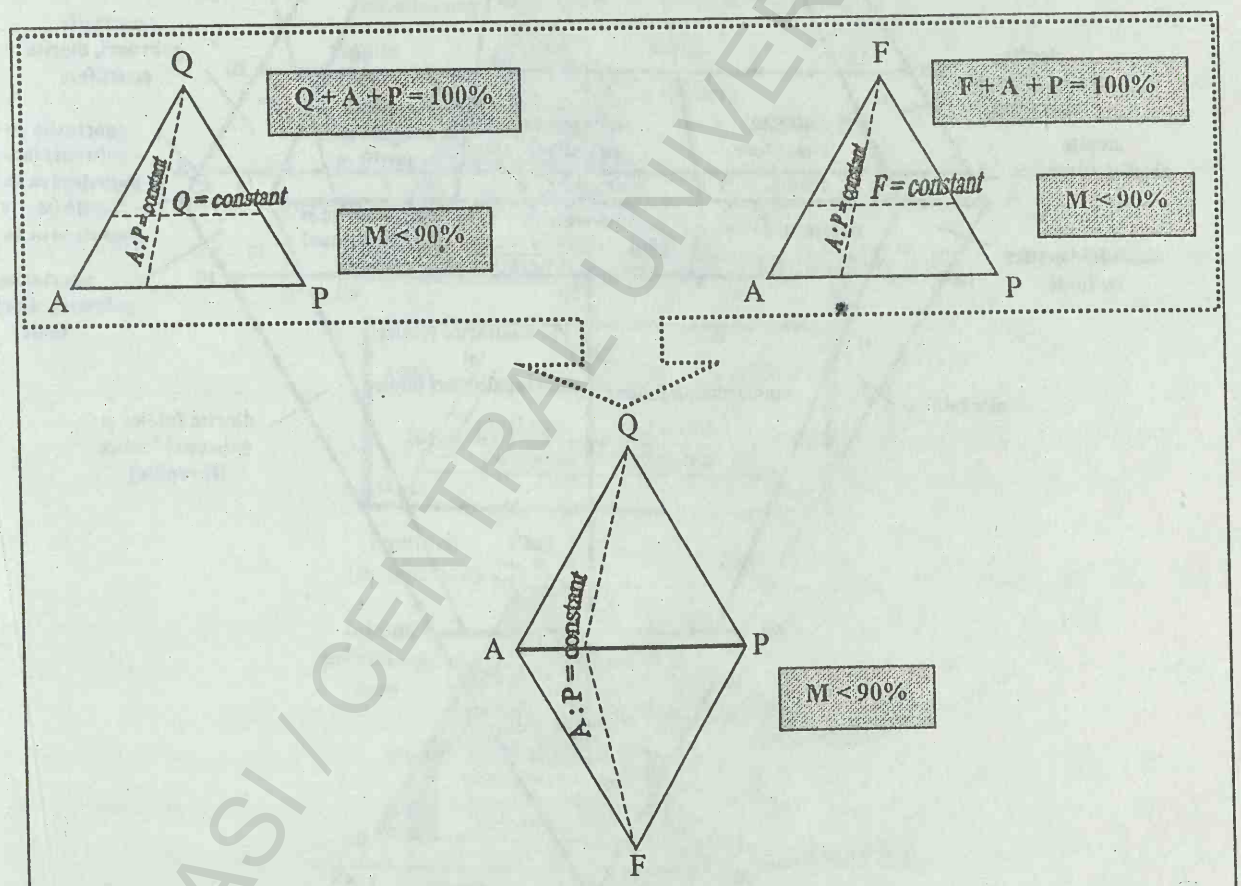



**Fig. 1.8.a.** – Diagramele ternare fundamentale folosite în sistematica rocilor magmatice cu M < 90%, funcţie de proporţia relativă a mineralelor Q, A, P şi F. (Se face abstracţie de proporţia mineralelor mafice.)

A. Denumirile tipurilor petrografice plutonice, separate pe principiul proporţiilor Q : A : P : F, sunt redate în figurile 1.8.b. şi 1.9. Referitor la nomenclatura utilizată în figura 1.8.b., se fac următoarele precizări:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

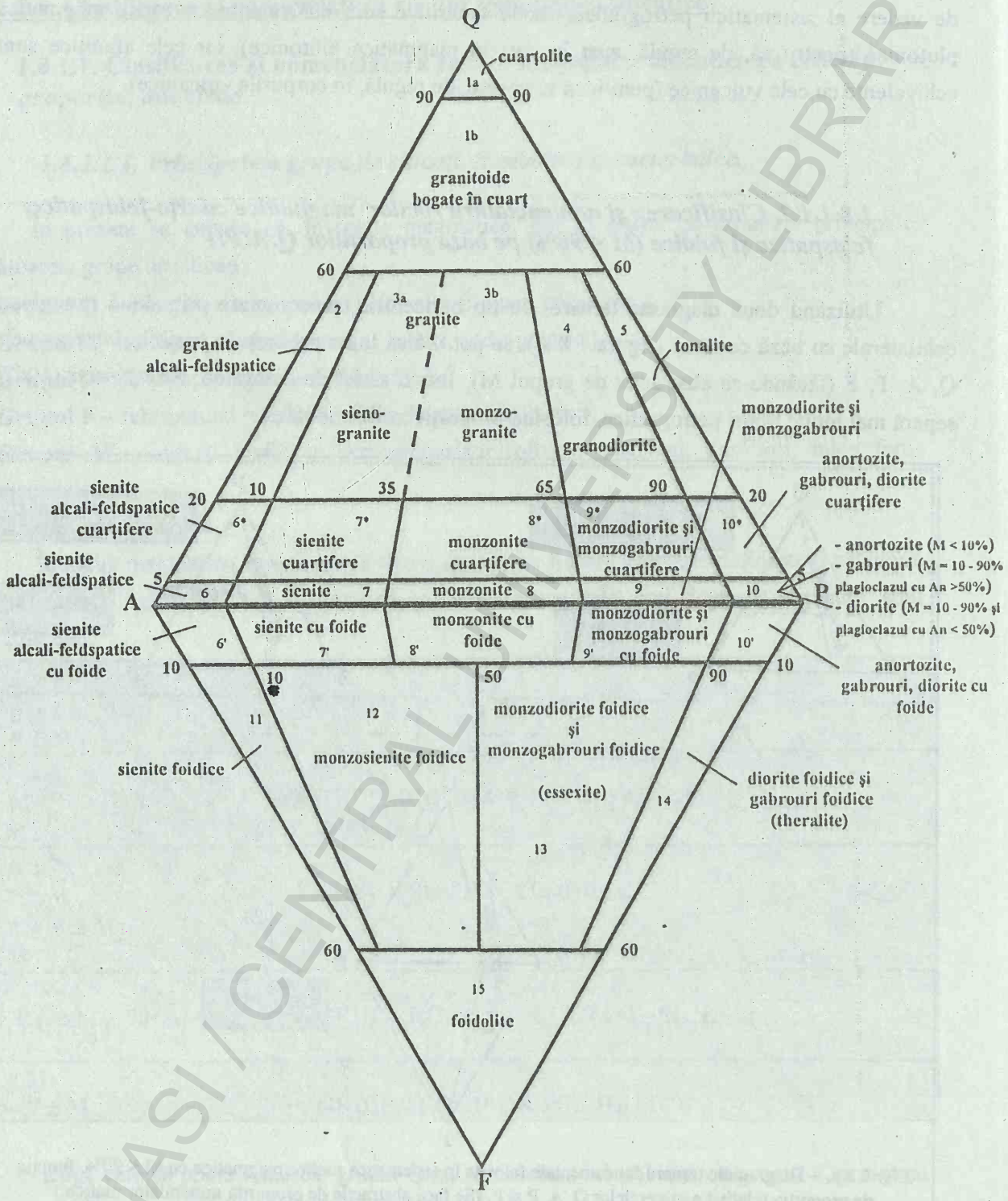



**Fig. 1.8.b.** – Clasificarea şi nomenclatura rocilor fanceritice (plutonice), utilizând diagrama QAPF, conform recomandărilor IUGS (1996). – Explicaţii suplimentare în text.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Termenul general pentru câmpul 2 este **granit alcali-feldspatic** Termenul granit alcalin se referă doar la acele roci care conţin amfiboli şi/sau piroxeni sodici. Pentru un granit alcali-feldspatic deschis la culoare (M≤10%), poate fi folosit termenul de alaskit.

Termenul **granit** a fost folosit în mai multe sensuri. Etimologic, termenul "granit" provine de la cuvântul latin *"granum"* = *granul*, şi caracterizează aspectul granular al rocii. În literatura anglo-saxonă termenul se referă la subdomeniul 3a, în timp ce subdomeniul 3b conţine termeni ca adamelit şi monzonit cuarţifer. În literatura europeană, granitul acoperă ambele domenii. Streckeisen (1976) recomandă ca termenul adamelit să nu mai fie folosit, întrucât are mai multe înţelesuri şi, mai mult, nu apare în masivul Adamello, iar termenul monzonit cuarţifer să fie reţinut pentru rocile din domeniul 8*.

Rocile cu cea mai largă reprezentare din câmpul 4 sunt **granodioritele** care conţin, de

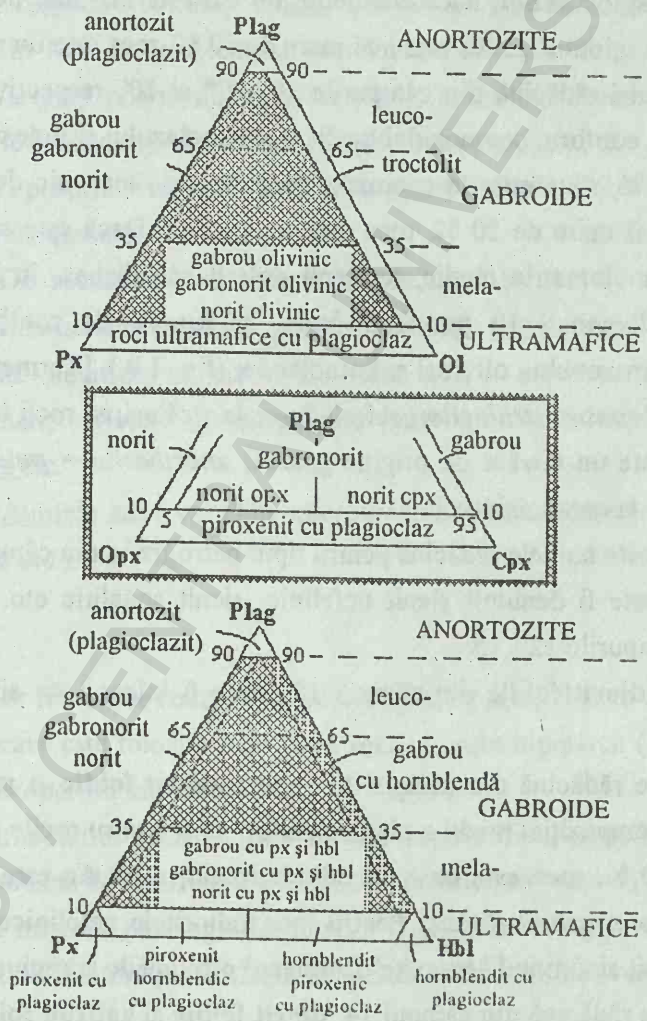



**Fig. 1.9.** – Clasificarea şi nomenclatura rocilor gabroice bazată pe proporţiile de plagioclaz (plag), piroxen (Px), olivină (Ol), ortopiroxen (Opx), clinopiroxen (Cpx) şi hornblendă (Hbl) (după Streckeisen, 1976). Rocile care cad în zonele haşurate din diagramele ternare pot fi subdivizate, mai departe, pe baza diagramei din interiorul dreptunghiului haşurat.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

obicei, oligoclaz şi, mai rar, andezin. Conţinutul mediu de An în plagioclaz ar trebui să fie mai mic de 50%, în scopul diferenţierii granodioritelor obişnuite de granogabrouri, în care conţinutul de An în plagioclaz este mai mare de 50%.

Termenul **tonalit** se foloseşte în sens larg, pentru orice rocă ce se proiectează în câmpul 5, indiferent dacă hornblenda este prezentă sau nu. Dacă tonalitul are un conţinut mic de minerale mafice (M≤10%), se pot folosi termenii: trondhjemit şi plagiogranit.

Câmpurile 6 si 7 (6*, 6', 7*, 7') conţin, ca radăcină, numele de **sienit alcali-feldspatic** şi, respectiv, **sienit**. [Termenul "sienit" provine de la localitatea Siena – Assuan, din Egipt.]

Câmpurile 8, 8* şi 8' au ca rădăcină numele de **monzonit** (denumirea este dată de muntele Monzoni din Tirol).

**Monzodioritele şi monzogabrourile** (câmpurile 9, 9* şi 9') sunt separate pe baza compoziţiei medii a plagioclazului: dacă conţinutul de An este mai mic de 50 %, roca este un monzodiorit, iar dacă conţinutul de An este mai mare de 50 %, roca este un monzogabrou.

Cele trei denumiri rădăcină din câmpurile 10, 10* şi 10', respectiv: **diorit, gabrou** şi **anortozit** sunt separate conform compoziţiei medii a plagioclazului şi indexului de culoare (dacă M este mai mic de 10 %, roca este un anortozit; dacă An este mai mic de 50 %, roca este un diorit; dacă An este mai mare de 50 %, roca este un gabrou. Dacă este necesar, se vor folosi pentru gabrouri cu granulometrie medie, termenii dolerit sau diabaz, în loc de microgabrou. Rocile gabroice din domeniul 10 pot fi divizate, în funcţie de conţinuturile relative ale ortopiroxenului, clinopiroxenului, olivinei şi hornblendei (fig. 1.9.). [Termenul "gabrou" provine de la cuvântul latin *gabrous* = *strălucitor*, referindu-se la strălucirea rocii în spărtură proaspătă; termenul "anortozit" este un cuvânt de origine greacă, *anorthosite* = *puternic*, referindu-se la rezistenţa mare, a rocii, la compresiune.]

**Sienitul foidic** este numele rădăcină pentru tipul petrografic din câmpul 11, dar în funcţie de foidul dominant poate fi denumit sienit nefelinic, sienit sodalitic etc. Această remarcă se aplică totodată şi la câmpurile 12 - 15.

Numele **monzodiorit foidic** din câmpul 12 poate fi înlocuit cu sinonimul plagiosienit foidic.

Cele două nume rădăcină din câmpul 13, **monzodiorit foidic şi monzogabrou foidic**, sunt separate pe baza compoziţiei medii a plagioclazilor, ca şi pentru rocile din domeniul 9; dacă An este mai mic de 50 %, roca este un monzodiorit foidic; dacă An este mai mare de 50 %, atunci roca este un monzogabrou foidic. Pentru monzodioritele nefelinice şi monzogabrourile nefelinice poate fi folosit sinonimul "essexite" (termenul provine de la regiunea Essex, USA).

Cele două nume rădăcină din câmpul 14, **diorit foidic şi gabrou foidic**, sunt separate pe baza compoziţiei medii a plagioclazilor. Dacă conţinutul în An este mai mic de 50 %, roca este un diorit foidic, iar dacă este mai mare de 50 %, roca este un gabrou foidic. Se mai folosesc ca sinonimi termenii: theralit, pentru gabroul nefelinic şi teschenit, pentru gabroul analcimic.

Câmpul 15 conţine roci în care mineralele felsice foidice sunt în proporţie mai mare de 60%. Ele sunt denumite prin termenul **foidolite** şi se disting de echivalentele lor vulcanice,

BCU/SI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

denumite *foidite*. Roca din acest câmp poate fi, de asemenea, denumită după cel mai abundent foid (exemplu: nefelinolit).

Aşa cum se observă, în diagrama QAPF, un tip petrografic este separat exclusiv pe baza proporţiei Q:A:P:F. Mineralul mafic este, în general, ignorat (excepţii fac tipurile care se proiectează în câmpul 10). Celelalte tipuri acceptă teoretic o oscilaţie extrem de mare a indicelui de culoare (= proporţia de mafice), de la 0% până la 90%. Este indiscutabil că o specie petrografică ce are M < 5% se deosebeşte frapant, prin culoare, de alta, cu M > 50%, chiar dacă au acelaşi raport Q:A:P:F. Cu alte cuvinte, în unul şi acelaşi tip petrografic trebuie să acceptăm posibilitatea separării unor varietăţi petrografice, deosebite prin indicele de culoare, respectiv varietăţi leucocrate (sărace în M), mezocrate şi melanocrate (bogate în M), ca de exemplu: sienit leucocrat, sienit mezocrat etc. Unele din aceste varietăţi poartă denumiri speciale, ca de exemplu: alaskit (granit alcali-feldspatic leucocrat), trondjemit (tonalit leucocrat) etc., dar cele mai multe nu au denumiri proprii. Pentru fiecare tip în parte, limitele dintre varietăţile de culoare sunt convenţionale.

De asemenea, se acceptă că, în unul şi acelaşi tip, pot intra diverse varietăţi structurale. Astfel pot fi: varietăţi pegmatitice (pegmatite granitice, pegmatite sienitice, pegmatite dioritice etc.) – adică roci formate din cristale foarte mari; varietăţi microgranulare (microgranite, microsienite etc.); varietăţi porfirice etc.

Aplitele sunt varietăţi microgranulare leucrocate (aplite granitice, aplite sienitice etc.).

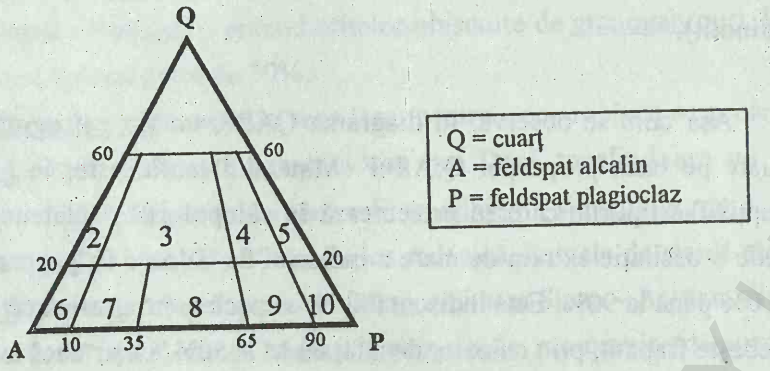
B. Terminologia rocilor faneritice cuarţo-feldspatice şi feldspatice charnochitice.

Această clasificare este folosită doar dacă rocile conţin hipersten (sau fayalit + cuarţ) în asociaţie cu pertite, mezopertite sau antipertite.

Deşi rocile charnochitice prezintă transformări metamorfice, ca deformări şi recristalizări, ele au fost incluse în schema de clasificare a rocilor magmatice ca "roci cu aspect magmatic".

Clasificarea se bazează pe diagrama ternară QAP (jumătatea de sus a dublei diagrame QAPF) şi prezintă o nomenclatură particularizată rocilor charnochitice (vezi fig. 1.10..).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY




- 2 → granite alcali-feldspatice hiperstenice (charnochite alcali feldspatice);
- 3 → granite hiperstenice (charnochite);
- 4 → granodiorite hiperstenice (charnoenderbite);
- 5 → tonalite hiperstenice;
- 6 → sienite alcali-feldspatice hiperstenice;
- 7 → sienite hiperstenice;
- 8 → monzonite hiperstenice;
- 9 → monzonorite (monzodiorite hiperstenice sau jotunite);
- 10 → norite (diorite hiperstenice)

**Fig. 1.10.. –** Clasificarea rocilor charnochitice (după Streckeisen, 1974).

Deoarece charnochitele conţin feldspaţi pertitizaţi, se pune problema proiecţiei pertitelor în triunghiul QAP. Woolley (1996) a recomandat următorul mod de proiectare a feldspaţilor pertitici:

- Pertitul (componentul major este feldspatul potasic) se consideră feldspat alcalin şi se proiectează pe latura AP în apropierea colţului A;
- Mezopertitul (cantitatea de feldspat sodic este aproximativ egală cu cea de feldspat potasic) se consideră tot feldspat alcalin şi se proiectează ca şi pertitul;
- Antipertitul (componentul major este andezinul şi are un conţinut minor de feldspat potasic) se consideră, în esenţă, feldspat plagioclaz şi se proiectează pe latura AP, în apropierea vârfului P.

C. Denumirile rocilor vulcanice sunt redate în figura 1.11., cu unele precizări în figura 1.12. (conform recomandărilor I.U.G.S. - 1996). De reţinut că această clasificare este folosită doar pentru acele roci afanitice holocristaline la care se poate determina compoziţia mineralogică modală. Referitor la denumirile adoptate, se fac următoarele precizări:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

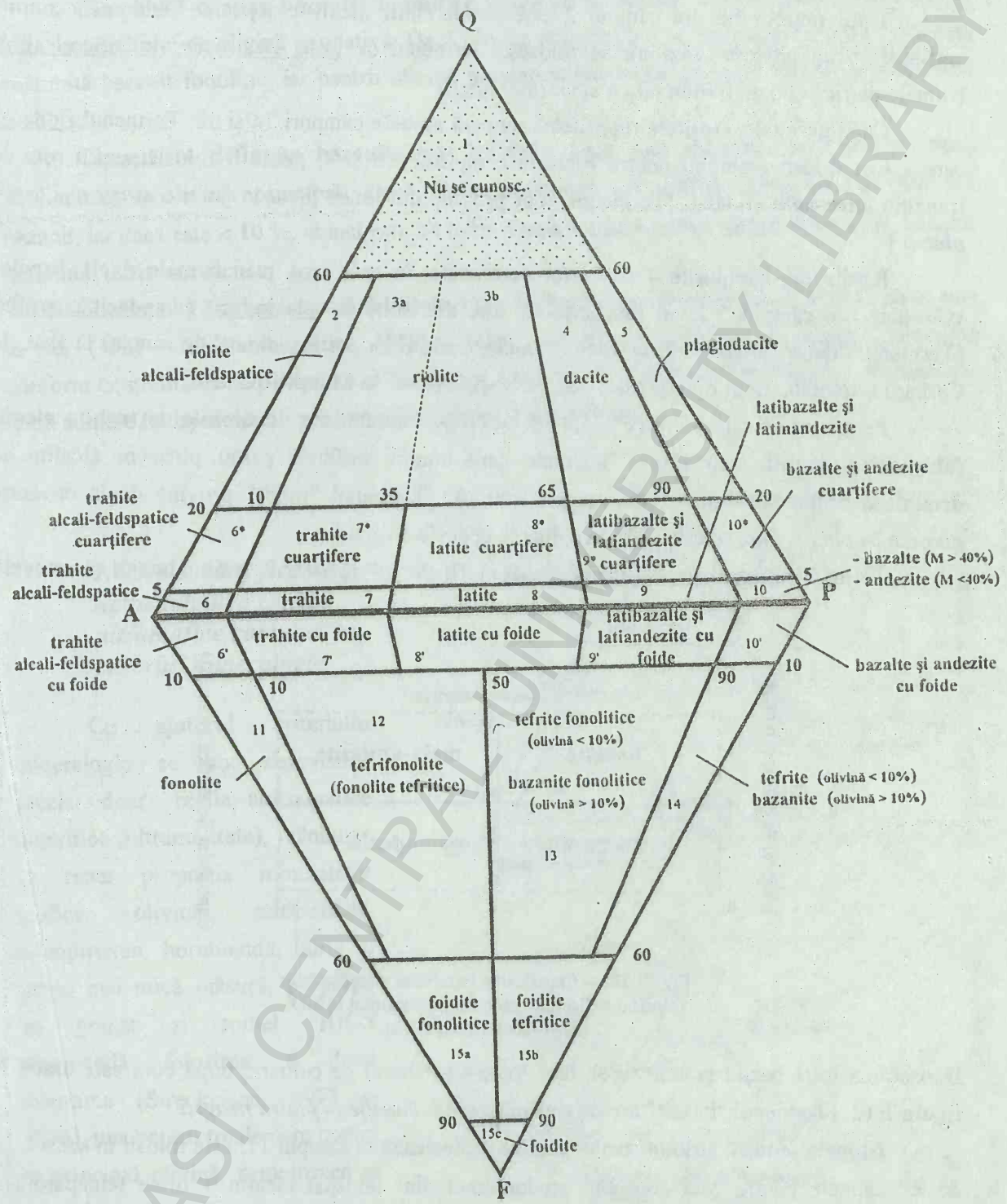



**Fig. 1.11.** - Clasificarea şi nomenclatura rocilor afanitice (vulcanice) utilizând diagrama QAPF, conform recomandărilor IUGS (1996). – Explicaţii suplimentare în text.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tipul petrografic din câmpul 2 este numit **riolit alcali-feldspatic**. Când roca conţine amfiboli şi/sau piroxeni alcalini, se foloseşte termenul de riolit alcalin (= riolit peralcalin). Numele de riolit poate fi înlocuit cu sinonimul liparit.

Ca şi granitele, **riolitele** (liparitele) acoperă ambele câmpuri 3a şi 3b. Termenul riodacit, care a fost folosit ambiguu pentru roci din câmpurile 3b şi 4, poate fi folosit pentru roci de tranziţie între riolit şi dacit. [Termenul riolit provine din limba greacă: *rys* = *a curge* şi *litos* = *piatră*.]

Rocile din câmpurile 4 şi 5 sunt desemnate, în sens larg, prin numele **dacit**. Rocilor vulcanice din câmpul 5 le-au fost atribuite alte denumiri ca: plagiodacit şi andezit cuarţifer. [Termenul "dacit" provine de la vechea Dacie, unde roca era exploatată de romani la Ilva, în Carpaţii Orientali; locul tipicus este, însă, la Roşia Poieni, în Munţii Apuseni.]

Pentru câmpurile 6,7,8 (6*,7*,8* şi 6',7',8') sunt folosite denumirile de **trahite alcali-feldspatice, trahite** sau **latite**. Trahitele care conţin amfiboli şi/sau piroxeni alcalini se denumesc trahite alcaline (= trahite peralcaline). [Termenul "trahit" provine de la cuvântul grecesc *trachis* = *fum*, referindu-se la culoarea cenuşie a rocii.]

Termenii utilizaţi pentru câmpurile 9 şi 10 (9*, 9' şi 10*, 10') sunt **bazalt** şi **andezit**.

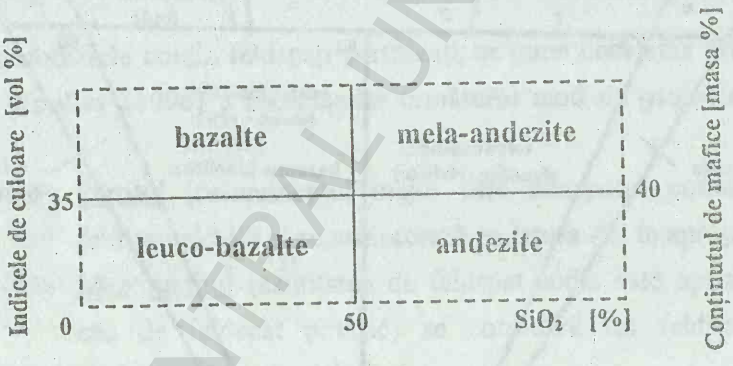



**Fig. 1.12.** – Clasificarea bazaltelor şi andezitelor folosind indicele de culoare şi conţinutul în $SiO_2$ (după Streckeisen, 1978).

Deosebirea între bazalt şi andezit se face folosind indexul de culoare, după cum este arătat în figura 1.12. [Termenul "bazalt" are origine egipteană: *basaltes - piatră neagră*.]

Numele **fonolit**, atribuit rocilor care se proiectează în câmpul 11, este folosit în sensul dat de Rosenbach, pentru roci constând predominant din: feldspat alcalin + orice feldspatoid ± minerale mafice. Natura foidelor predominante se adaugă la numele rădăcină (exemplu: fonolit leucitic). Fonolitele care conţin nefelin şi/sau haüyn, ca principale foide, sunt denumite simplu "fonolite". [Denumirea de "fonolit" provine din limba greacă (*phone* = *sunet* şi *litos* + *piatră*), referindu-se la sunetul caracteristic pe care-l fac aceste roci, prin lovire.]

Rocile specifice câmpului 12 apar foarte rar şi sunt denumite **fonolite tefritice**.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Câmpul 13 conține **bazanite fonolitice** și **tefrite fonolitice**, care se deosebesc doar pe baza conținutului de olivină normativă. Dacă olivina normativă este mai mare de 10%, roca este denumită bazanit fonolitic, iar pentru olivină normativă mai mică de 10%, este denumită tefrit fonolitic.

Câmpul 14 definește **bazanitele** și **tefritele**, care sunt separate între ele pe baza conținutului de olivină normativă. Dacă olivina normativă este >10 %, atunci roca se numește bazanit, iar dacă este < 10 %, atunci este un tefrit. După natura foidelor dominante pot fi: bazanit nefelinic, tefrit leucitic etc.

În câmpul 15 se proiectează **foiditele**, care, în funcție de conținutul în A, P și F, se împart în trei: (15a) – **foidite fonolitice**, (15b) – **foidite tefritice** sau **foidite bazanitice** (separate conform conținutului de olivină ca și în câmpul 14) și (15c) – **foidite**. Foiditele pot fi denumite după numele feldspatoidului predominant (nefelinit, leucitit etc.).

### *1.8.1.1.3. Clasificarea și nomenclatura rocilor ultramafice comune, pe criteriul mineralogic*

Cu ajutorul criteriului mineralogic se pot sistematiza precis doar rocile ultramafice faneritice (ultramafitele), luându-se ca reper proporția mineralelor mafice: olivină, ortopiroxen, clinopiroxen, hornblendă, biotit și într-o mai mică măsură, proporția de granat și spinel. IUGS recomandă folosirea a două diagrame (Streckeisen, 1973 și 1976), una pentru rocile care conțin în principal olivină, ortopiroxen și clinopiroxen, și alta pentru roci ce conțin hornblendă, piroxeni și olivină (fig. 1.13.).

Peridotitele sunt subdivizate în dunite (sau olivinite, dacă

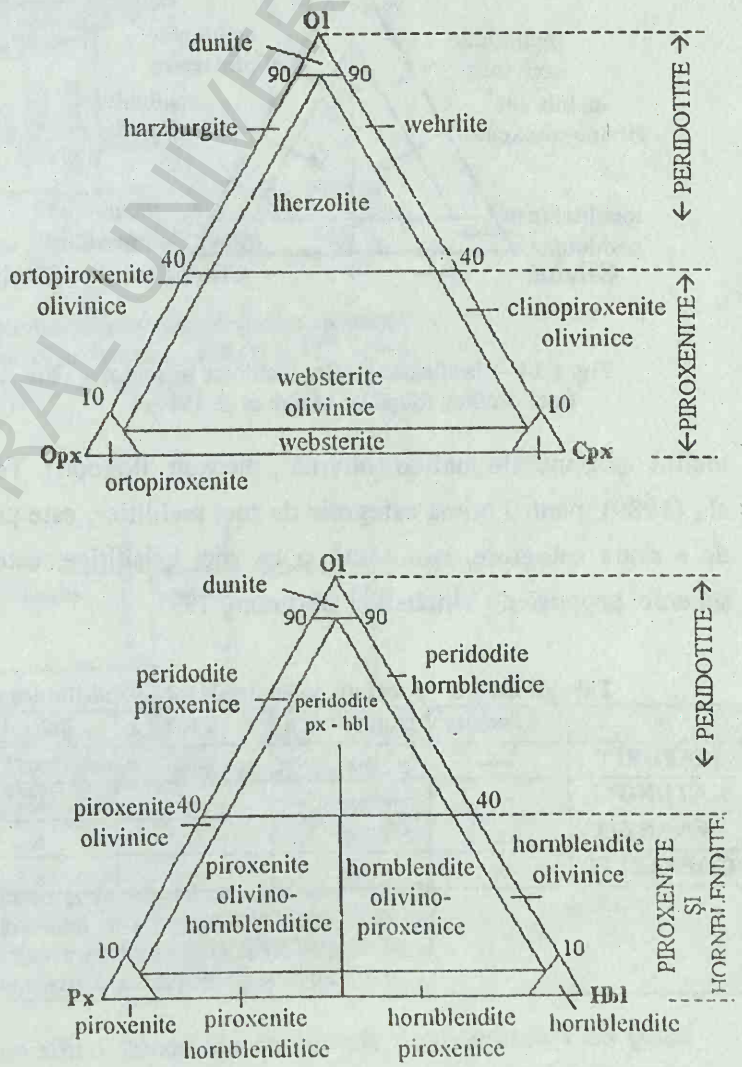



**Fig. 1.13.** – Clasificarea și nomenclatura rocilor ultramafice bazată pe proporțiile de olivină (Ol), ortopiroxen (Opx), clinopiroxen (Cpx), piroxen (Px) și hornblendă (Hbl) (după Streckeisen, 1973).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

spinelul este magnetit), hartzburgite, lherzolite şi wehrlite.

Piroxenitele sunt subdivizate apoi în ortopiroxenite (exemplu: bronzitite), websterite şi clinopiroxenite (exemplu: diallagite).

### *1.8.1.1.4. Clasificarea şi nomenclatura rocilor melilitice, pe criteriul proporţiilor minerale.*

Există două categorii de roci melilitice: (a) roci formate în esenţă din melilit şi minerale mafice (olivină şi/sau piroxen); (b) roci formate esenţial din feldspatoid potasic (kalsilit, leucit),

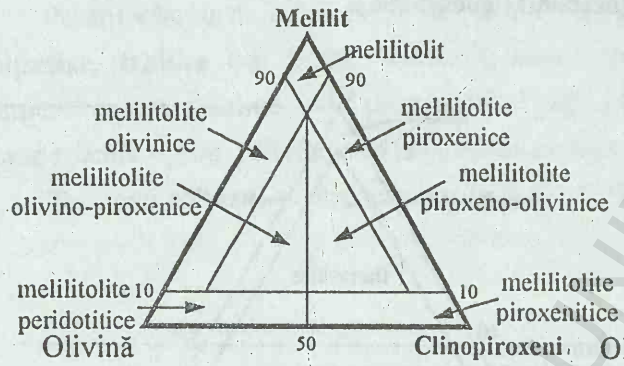



Fig. 1.14.–Clasificarea rocilor melilitice plutonice (melilitolite); (după Le Maitre et.al. 1989).

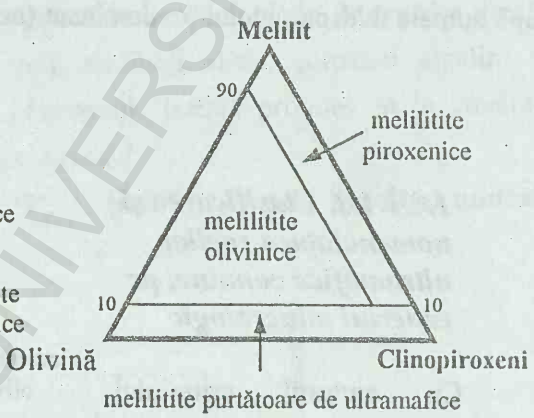



Fig.1.15. –Clasificarea rocilor melilitice vulcanice (melilitite); (după Le Maitre et. al. 1989).

melilit şi minerale mafice (olivină , piroxen, flogopit). Terminologia propusă de Le Maitre et. al., (1989), pentru prima categorie de roci melilitice, este prezentată în figurile 1.14. şi 1.15. Cea de a doua categorie, cunoscută şi ca roci kalsilitice, este clasificată în tabelul 1.2., conform schemei propusă de Mitchell şi Bergman, 1991.

**Tabelul nr. 1.2.** - Asociaţii minerale ale rocilor kalsilititice (după Mitchell şi Bergman, 1991)

| | flogopit | clinopiroxen | leucit | kalsilit | melilit | olivină | sticlă |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **MAFURIT** | --- | x | --- | x | --- | x | x |
| **KATUNGIT** | --- | --- | x | x | x | x | x |
| **VENANZIT** | x | x | x | x | x | x | --- |
| **COPPAELIT** | x | x | --- | x | x | --- | --- |

x = prezent --- = absent

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 1.8.1.2. Clasificarea şi nomenclatura rocilor silicatice pe criteriul chimismului global

În decursul timpului, au fost propuse numeroase scheme de clasificare chimică a rocilor. În ultimul timp, mai des utilizate sunt diagramele carteziene binare care folosesc ca bază de

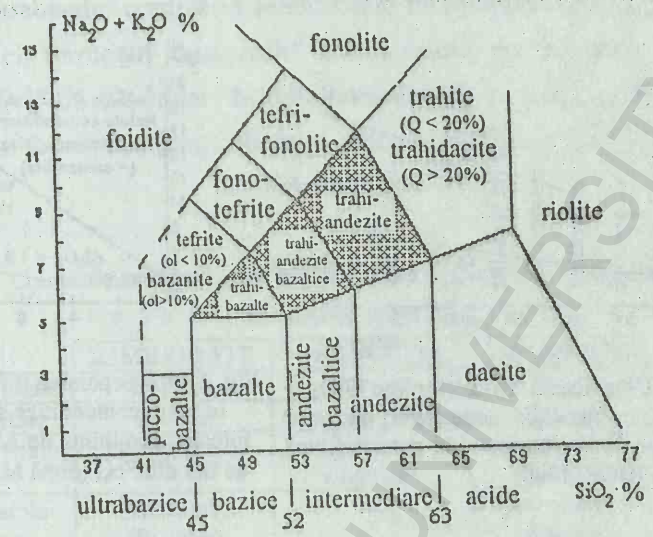



**Fig. 1.16.** – Clasificarea chimică şi nomenclatura rocilor vulcanice folosind clasificarea TAS (după Le Bas et al,. 1989 şi IUGS, 1996). [Q = cuarţ; ol = olivină]

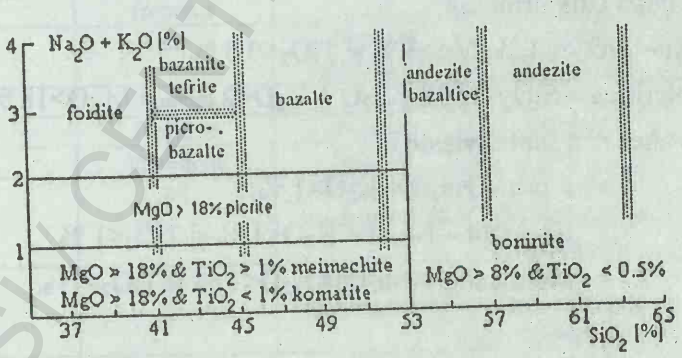



**Fig. 1.17.** – Clasificarea şi nomenclatura rocilor vulcanice bogate în Mg (picrite, komatite, meimechite şi boninite) folosind TAS şi procentele de greutate ale MgO şi $TiO_2$ (după Wooley et al., 1996). Liniile haşurate indică localizarea câmpurilor TAS.

sistematică conţinutul total de alcalii şi de silice, cunoscute cu numele de diagrame TAS (total alkali-silica), Cu ajutorul acestor diagrame se separă principalele tipuri petrochimice (IUGS, 1996). Clasificarea este uşor de utilizat, fiind necesare doar valorile procentuale ale oxizilor $Na_2O$, $K_2O$ şi $SiO_2$. Cea mai generală clasificare este redată în figura 1.16.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Uneori sunt necesare şi calcule adiţionale, pentru a preciza compoziţia normativă (norma CIPW). Rocile cu conţinut foarte ridicat de Mg (picrite, comatiite etc.) sunt delimitate chimic în figura 1.17. Dacă rocile sunt mai sărace în elemente fero-magneziene, atunci se poate utiliza exclusiv diagrama din figura 1.16.

Pentru delimitarea mai precisă a diferitelor tipuri petrochimice sunt recomandate şi alte diagrame carteziene binare, ca de exemplu, diagrama $SiO_2 - K_2O$ (fig.1.18.) sau diagrama $Al_2O_3 - FeO$ (fig. 1.19.).

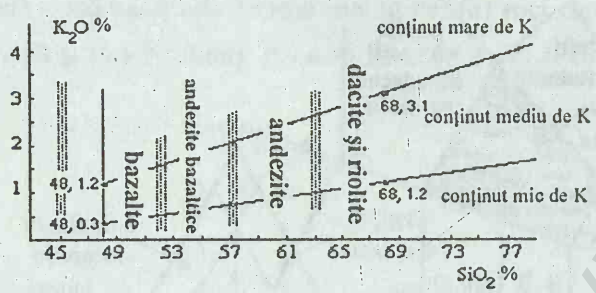



**Fig. 1.18.** – Clasificarea bazaltelor (cu $SiO_2$ > 48%), andezitelor bazaltice, andezitelor, dacitelor şi riolitelor funcţie de conţinutul în potasiu (după recomandările IUGS, 1996).

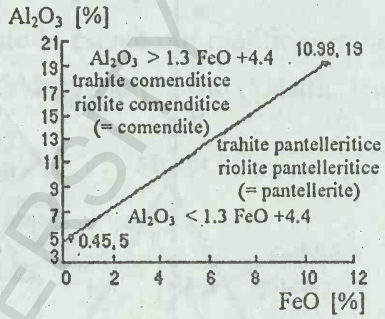



**Fig. 1.19.** – Separarea trahitelor şi riolitelor în tipuri comenditice şi pantelleritice folosind conţinutul de $Al_2O_3$ şi conţinutul de fier din FeO (după Macdonald, 1974).

Chimismul global este utilizat şi pentru nuanţarea deosebirii diferitelor roci vulcanice ultramafice (ultramafitite), respectiv acele roci vulcanice cu un conţinut de minerale mafice mai mare de 90%. Aşa cum rezultă din figura 1.17., deosebirea dintre boninite şi rocile picritice poate fi doar parţial făcută cu ajutorul diagramei TAS. Astfel, pentru departajare mai trebuie considerat şi conţinutul de $TiO_2$ după cum urmează:

Boninit – $SiO_2$>53 %, Mg>8 % şi $TiO_2$<0,5 %

Roci picritice – $SiO_2$<53 %, $Na_2O + K_2O$<2,0 % şi MgO>18 %.

Acestea sunt divizate în :

Picrit – $Na_2O + K_2O$>1 %

Komatiit – $Na_2O + K_2O$<1 % şi $TiO_2$<1 %

Meimechit – $Na_2O + K_2O$<1 % şi $TiO_2$>1%.

### 1.8.1.3. Roci magmatice silicatice cu poziţie taxonomică incertă

***Clasificarea şi nomenclatura rocilor lamprofirice***

Lamprofirele sunt roci magmatice mezocratice până la melanocratice, care apar, de obicei, în corpuri hipoabisale, cu structură panidiomorfă şi prezintă o abundenţă de fenocristale mafice, de mică şi/sau amfibol, cu sau fără piroxen, cu sau fără olivină, situate într-o mezostază din aceleaşi minerale, având feldspat (de obicei alcalin) doar în masa fundamentală.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lamprofirele reprezintă un complex de roci care au similarităţi mineralogice cu unele kimberlite şi lamproite. Lamprofirele sunt dificil de clasificat, atât pe baza proporţiilor modale (sistemul QAPF), cât şi prin diagrame compoziţionale (TAS).

Termenul "lamprofir" a fost introdus de von Gumbel în 1874 pentru un grup de roci negre, ce conţin fenocristale de mică brună şi hornblendă, dar fără fenocristale de feldspat. Termenul a fost apoi folosit de Rosenbuch (1877) pentru a reprezenta o largă varietate de roci din corpuri hipoabisale, conţinând fenocristale feromagneziene (minette, kersantit, camptonit şi vogesite). Astfel, termenul "lamprofir" a fost folosit pentru orice rocă mafică cu fenocristale, care a fost dificil de clasificat. Middlemost (1986) şi Rock (1986, 1991) au extins definiţia incluzând şi kimberlitele, lamproitele şi fiecare rocă care conţine feldspat şi fenocristale de leucit.

**Tabelul 1.3.** – Compoziţia mineralogică comparativă a kimberlitelor, lamproitelor, minettelor şi lamprofirelor ultramafice (după Mitchell, 1995).

| | | KIMBERLITE | ORANGEITE | LAMPROITE | MINETTE | LAMPROFIRE |
|---|---|---|---|---|---|---|
| olivină | macrocristale | frecvent | frecvent | rar | nu | rar |
| | fenocristale | frecvent | frecvent | frecvent | rar | frecvent |
| mică | macrocristale | frecvent | frecvent (flogopit) | frecvent (flogopit) | frecvent | frecvent |
| | fenocristale | frecvent (flogopit) | nu | frecvent (Ti-flogopit) | frecvent (flogopit) | frecvent (flogopit) |
| | mezostază | frecvent (flogopit) - kinoshitalit - | frecvent tetraferiflogopit | frecvent (Ti – tetraferiflogopit) | frecvent (Al-biotit) | frecvent (Al-biotit) |
| . spineli | | abundent (cromit magnezian – ulvospinel magnezian) | rar (cromit magnezian – Ti-magnetit) | rar (cromit magnezian – Ti-magnetit) | frecvent (cromit magnezian – Ti-magnetit) | frecvent (cromit magnezian – Ti-magnetit) |
| monticelit | | frecvent | nu | nu | nu | frecvent |
| diopsid | | nu | frecvent (sărac în Ti) | frecvent (sărac în Ti) | frecvent (bogat în Ti) | frecvent (bogat în Ti) |
| perovskit | | frecvent | rar | rar | nu | frecvent |
| apatit | | frecvent | abundent | frecvent | frecvent | frecvent |
| calcit | | abundent | frecvent | nu | frecvent | frecvent |
| sanidină | | nu | rar (în masa fundamentală) | frecvent (fenocristale şi mezostază) | abundent (în mezostază) | nu |
| K-richterit | | nu | rar (în masa fundamentală) | frecvent (fenocristale şi mezostază) | nu | nu |
| Ba-titanit | | foarte rar | frecvent | frecvent | nu | nu |
| Zr-silicat | | foarte rar | frecvent | frecvent | foarte rar | nu |
| Mn-ilmenit | | rar | frecvent | foarte rar | frecvent | rar |
| leucit | | nu | frecvent pseudomorfoze | frecvent (fenocristale) | nu | nu |

Clasificările lamprofirelor sunt nesatisfăcătoare din punct de vedere genetic, deoarece includ roci cu geneză diferită. În consecinţă, este dificil de stabilit o definiţie succintă pentru diverse grupuri de roci poligenetice. Mitchell (1995) a sugerat ca rocile care pot căpăta termenul de "lamprofir" să fie caracterizate de prezenţa fenocristalelor de mică şi/sau amfibol, împreună

BCU "SI" CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

cu clinopiroxeni şi/sau melilit, într-o masă fundamentală care poate să conţină unul sau mai multe din următoarele minerale: plagioclaz, feldspat alcalin, feldspatoizi, carbonaţi, monticelit, melilit, mică, amfibol, piroxen, perovskit, oxizi de Fe – Ti şi sticlă. În grupul lamprofirelor intră diverse roci ca: minette, aillikite şi alnoite etc. Deşi aceste roci lamprofirice nu pot fi clasificate la fel de precis ca rocile faneritice comune, pe criteriul mineralogic, totuşi, pentru a le deosebi de lamproite, kimberlite şi orangeite, se pot aplica cu succes criteriile compoziţionale (mineralogice) redate în tabelul 1.3.

## 1.8.2. Roci magmatice carbonatice

Sunt considerate roci magmatice carbonatice sau carbonatite acelea care conţin mai mult de 50% carbonaţi.

### 1.8.2.1. Clasificarea mineralogică

Din punct de vedere mineralogic, se disting următoarele tipuri de carbonatite:

- Carbonatite calcitice – în care principalul carbonat este calcitul. Dacă roca are o granulaţie mare, poate fi denumită sovit, iar dacă este mediu-granulară până la fin-granulară se numeşte alvikit.
- Carbonatite dolomitice – în care principalul carbonat este dolomitul. Acestea mai pot fi denumite beforsite.
- Ferocarbonatite – în care carbonatul este bogat în fier.
- Carbonatite sodice – rocă alcătuită în special din carbonaţi de sodiu, de potasiu şi de calciu. Până în prezent, această rocă neobişnuită s-a găsit doar în vulcanul Oldoinyo Lengai, din Tanzania.

Rocile magmatice silicatice cu un conţinut mai mic de 10% în carbonat pot fi desemnate prin termeni ca "purtătoare de carbonat", ca de exemplu: ijolite purtătoare de calcit, peridotite purtătoare de dolomit etc. Rocile magmatice silicatice cu un conţinut de 10% - 50% minerale carbonatice pot fi numite roci silicato-carbonatice, de exemplu: ijolite carbonatice etc.

BCU "SI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

### 1.8.2.2. Clasificarea chimică

Dacă carbonaţii sunt prea fin granulari pentru a fi determinaţi sau dacă carbonaţii sunt soluţii solide complexe de Ca-Mg-Fe, atunci carbonatitele pot fi sistematizate cu ajutorul clasificării chimice din figura 1.20.

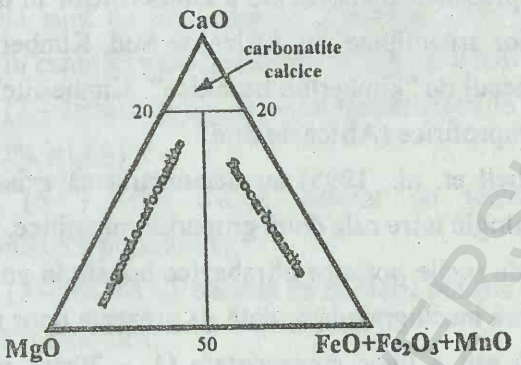



Fig. 1.20. – Clasificarea chimică a carbonatitelor (după Woolley şi Kempe, 1989).

### 1.8.3. Roci magmatice oxidice

Rocile magmatice care conţin peste 30% oxizi metalici, dar sărace în silicaţi, sunt considerate oxidice. În aceste roci, oxizii metalici se asociază frecvent cu apatitul. De aceea, funcţie de mineralul dominant, rocile oxidice pot fi clasificate în tipuri mineralogice: magnetitice, ilmenitice, magnetito-apatitice etc. Şi aici pot fi separate numeroase varietăţi structurale, după forma şi dimensiunea cristalelor.

### 1.8.4. Roci magmatice sulfurice

Aici intră toate rocile magmatice alcătuite predominant din sulfuri, în special sulfurile de Fe, Ni, Cu. Pe criteriul mineralogic, ele ar putea fi clasificate în roci pirotinice, roci pentlanditice etc., funcţie de sulfura dominantă. În mod obişnuit, aceste sisteme minerale predominant sulfurice, sunt denumite "minereuri" sau "mineralizaţii de sulfuri". Totuşi, ori de câte ori astfel de sisteme apar ca agregate policristaline, cu omogenitate de ordinul II, ele trebuie considerate roci. Ca urmare, în cadrul fiecărui tip mineralogic de rocă sulfurică, se pot separa varietăţi structurale: microcristaline, macrocristaline, echigranulare, inechigranulare etc.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 1.8.5. Roci magmatice cu compoziţie minerală complexă

Sunt roci care conţin ca minerale principale silicaţi, oxizi, carbonaţi, sulfuri etc. Mai reprezentative sunt rocile kimberlitice şi lamproitele.

#### 1.8.5.1. Kimberlite

În anul 1985 Smith a prezentat o clasificare a kimberlitelor în două grupuri. Kimberlitele din grupul I corespund rocilor arheotipice din Africa de Sud, Kimberly, pentru care s-a folosit încă din 1914 (Wagner) termenul de "kimberlite bazaltice". Kimberlitele din grupul II corespund kimberlitelor micacee sau lamprofirice (Africa de Sud).

Studii recente (Mitchell et. al., 1995) au demonstrat că există diferenţe din punct de vedere petrogenetic şi mineralogic între cele două grupuri kimberlitice.

Grupul I este definit de rocile potasice ultrabazice bogate în volatile (predominant $CO_2$). Aceste roci prezintă o structură inechigranulară, dată de prezenţa unor macrocristale (dimensiuni cuprinse între 0.5 – 10mm) sau a unor megacristale (1 – 20cm) prinse într-o matrice fin-granulară. Macrocristalele şi megacristalele sunt reprezentate prin cristale anhedrale de olivină, ilmenit magnezian, pirop, diopsid, flogopit, enstatit, cromit sărac în Ti, şi uneori diamant. Macrocristalele de olivină sunt caracteristice şi reprezintă componentul dominant în toate kimberlitele, exceptând cele fracţionate. Matricea fin granulară conţine o a doua generaţie de olivină primară, cu cristale fie euhedrale, fie anhedrale. Tot în matrice, alături de olivină, mai apar unul sau mai multe din următoarele minerale primare: monticelit, flogopit, perovskit, spinel (ulvospinel magnezian – magneziocromit – ulvospinel – magnetit), apatit, carbonat şi serpentină. Numeroase kimberlite conţin, ca minerale accesorii, sulfuri nichelifere şi rutil.

Grupul II al kimberlitelor (numite şi orangeite) este definit de rocile peralcaline ultrapotasice bogate în volatile (dominant $H_2O$), caracterizate structural prin macrocristale şi microfenocristale de flogopit, prinse într-o masă fundamentală micacee, a cărei compoziţie variază de la flogopit la "tetra feriflogopit". Cristalele de olivină apar uneori rotunjite, alteori euhedrale. Fazele minerale primare caracteristice, din masa fundamentală, includ diopsid (de obicei zonat), spineli (cu o compoziţie ce variază de la cromit magnezian la magnetit titanifer), perovskit bogat în Sr, apatit, monazit, rutil cu Nb şi ilmenit cu Mn.

#### 1.8.5.2. Lamproite

Lamproitele au ridicat întotdeauna probleme în ceea ce priveşte clasificarea şi nomenclatura lor. Descoperirea recentă a unei varietăţi de lamproit cu diamant a făcut posibilă creşterea interesului faţă de aceste roci şi examinarea detaliată a lor. Din această revizuire a rezultat reîncadrarea la lamproite a unor roci privite, în prealabil, ca kimberlite. Prezenţa

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

leucitului, similaritatea unor lamproite olivinice cu kimberlitele şi prezenţa unor caracteristici lamprofirice, au condus la o localizare greşită în taxonomia petrologică. Problema a fost, în continuare, exarcerbată de unele caracteristici geochimice şi anume, prezenţa a numeroase minerale neobişnuite, cum ar fi titanaţii şi silicaţii de K-Ba, silicaţii de K-Zr.

Mitchell şi Bergman (1991) definesc lamproitele în baza unor criterii mineralogice şi geochimice astfel:

a. Lamproitele sunt caracterizate de prezenţa unor minerale sau asociaţii de minerale (în cantităţi variabile de 5 – 90%), cele mai semnificative fiind:
   - titanit (2 – 10% $TiO_2$), asociat cu fenocristale de flogopit sărac în aluminiu (5 – 12% $Al_2O_3$);
   - titanit (5 – 10% $TiO_2$), asociat cu tetraferiflogopit într-o masă fundamentală poikilitică;
   - titanit (3 – 5% $TiO_2$), asociat cu richterit potasic (4 – 6% $K_2O$);
   - olivină forsteritică;
   - diopsid sărac în aluminiu ( < 1% $Al_2O_3$) şi în sodiu ( < 1% $Na_2O$);
   - leucit nonstoichiometric, bogat în fier (1 – 4%$Fe_2O_3$);
   - sanidină bogată în Fe (1 – 5% $Fe_2O_3$).

b. Pentru ca roca să fie numită lamproit, nu este necesar să apară toate fazele de la punctul (a). Oricare din mineralele de mai sus poate să fie dominant şi astfel, împreună cu două sau trei alte minerale majore prezente, pot determina denumirea petrografică.

c. Fazele minerale nesilicatice care apar frecvent în lamproite sunt: apatit, perovskit, ilmenit, magneziocromit, magneziocromit cu Ti, magnetit magneziano-titanifer etc.

d. În lamproite pot fi prezente şi alte minerale ca: plagioclaz primar, melilit, monticelit, kalsilit, nefelin, feldspat alcalin bogat în Na, sodalit, nosean, haüyn, melanit etc.

e. Principalele caracteristici chimice ale lamproitelor sunt:
   - $K_2O / Na_2O > 3$ , ultrapotasic;
   - raportul molar $K_2O / Al_2O_3 > 6.8$;
   - raportul molar $K_2O + Na_2O / Al_2O_3 > 1$, peralcalin;
   - $FeO < 10\%$; $CaO < 10\%$; $TiO_2 = 1 – 7\%$;
   - peste 5000 ppm Ba; peste 500 ppm Zr; peste 1000 ppm Sr; peste 200 ppm La.

Mitchell şi Bergman (1991) subdivizează lamproitele pe baza proporţiilor flogopitului, richteritului, olivinei, diopsidului, sanidinei şi leucitului, ca de exemplu:

- lamproit diopsido-leucito-flogopitic;
- lamproit diopsido-sanidino-flogopitic;
- lamproit diopsido-madupitic;

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- lamproit diopsido-leucitic;
- lamproit leucito-richteritic;
- lamproit diopsido-leucito-richterito-madupitic;
- lamproit leucito-flogopitic;
- lamproit hialo-olivinio-diopsido-flogopitic;
- lamproit olivino-diopsidic-richteritic-madupitic;
- lamproit hialo-enstatito-flogopitic;
- lamproit enstatito-sanidino-flogopitic.

De notat că termenul "madupitic" arată că rocile conţin o masă fundamentală de flogopit poikilitic, contrar lamproitelor comune, în care flogopitul apare ca simple fenocristale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 2

## ~ Magme ~

2.1. Compoziţia magmelor
2.1.1. Compoziţia magmelor silicatice
2.1.2. Compoziţia magmelor nesilicatice
2.2. Proprietăţile fizice ale magmelor
2.2.1. Temperatura magmelor
2.2.2. Presiunea magmelor
2.2.3. Densitatea magmelor
2.2.4. Vâscozitatea magmelor

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 2. MAGME

## 2.1. COMPOZIŢIA MAGMELOR

### 2.1.1. Compoziţia magmelor silicatice

#### 2.1.1.1. Compoziţia chimică globală

Magmele silicatice sunt cele mai răspândite în natură şi cel mai bine studiate, în raport cu magmele carbonatice sau cu cele sulfurice. Compoziţia lor chimică globală se apropie de compoziţia unui amestec de silicaţi şi este redată cel mai adesea sub formă de oxizi: $SiO_2$ , $TiO_2$ , $Al_2O_3$ , MgO , FeO, $Fe_2O_3$ , CaO , $Na_2O$ , $K_2O$ , $H_2O$ etc. Proporţia oxizilor variază de la caz la caz, ceea ce justifică tendinţa cercetătorilor de a grupa diversele magme în "tipuri" chimice. În decursul timpului au fost propuse numeroase scheme de clasificare a magmelor pe criteriul chimismului global, dar cele mai utilizate sunt acelea care iau în consideraţie proporţiile oxizilor $SiO_2$ , $Al_2O_3$ şi suma ($Na_2O + K_2O$).

Mult timp s-a considerat că oxidul $SiO_2$ exprimă componenta acidă a magmei, pe când ceilalţi oxizi, componenta bazică. De aceea, una dintre cele mai uzuale clasificări se bazează pe proporţia silicei, pentru a separa tipuri de magme acide , neutre şi bazice. Valorile proporţiilor de greutate ale $SiO_2$, care delimitează aceste tipuri, sunt convenţionale. De pildă, se consideră ca fiind acide magmele cu peste 63% $SiO_2$ şi bazice cele cu conţinut de $SiO_2$ sub 52%. Având în vedere că magmele silicatice au un conţinut de silice care poate oscila între 37% şi 77%, în cadrul tipurilor chimice acide şi bazice se pot separa subtipuri ca: "acid" şi "ultraacid" sau "bazic" şi "ultrabazic".

Proporţia relativă a oxidului $Al_2O_3$ conduce la separarea altor tipuri chimice. În acest caz este important raportul: $Al_2O_3$ /($CaO + Na_2O + K_2O$). La cele mai multe magme, raportul este subunitar şi acestea sunt considerate magme normale. În schimb, cele cu raport supraunitar sunt considerate magme aluminoase.

În mod similar, proporţia relativă a oxizilor alcalini este luată în considerare pentru a separa magmele alcaline (oxizii alcalini depăşesc $Al_2O_3$) de cele normale.

Compoziţia chimică globală a magmelor, pe care o folosim în sistematică, nu rezultă din analiza directă a magmelor, ci din analiza produselor de consolidare a magmelor - rocile magmatice. De aceea, la foarte mulţi autori, denumirile chimice ale magmelor sunt înlocuite cu denumiri petrografice, ca de exemplu: magme bazaltice (în loc de magme bazice), magme

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

andezitice (în loc de magme neutre), magme riolitice (în loc de magme acide) etc. La fel, varietăţile magmelor sunt înlocuite cu denumiri ale varietăţilor petrografice: magme tholeitice (magmele bazice cu bazicitate mai scăzută), magme shoshonitice (magme bazice alcaline relativ bogate în potasiu) etc.

### 2.1.1.2. Compoziţia chimică şi structura lichidului magmatic silicatic

Fluiditatea magmei este dată, în primul rând, de faza magmatică lichidă. Aşa cum am precizat mai sus, doar magmele cu omogenitate de prim ordin sunt formate exclusiv din fază lichidă şi numai în acest caz special există o identitate între compoziţia globală a magmei şi compoziţia lichidului magmatic. În majoritatea covârşitoare a cazurilor, magmele conţin atât faze cristaline, cât şi faze "gazoase", care se deosebesc compoziţional de lichidul magmatic. De aceea, compoziţia lichidului magmatic, dar mai ales structura acestuia la nivel atomic, merită o examinare separată.

Într-un lichid magmatic pot exista doua categorii de componenţi chimici: nonvolatili (nevolatili) şi volatili.

#### *2.1.1.2.1. Componenţii nevolatili*

Componenţii nevolatili sunt consideraţi acei componenţi care intră în alcătuirea silicaţilor anhidrii (feldspaţi, olivine, piroxeni etc.). În forma cea mai simplă, ei pot fi exprimaţi sub formă ionică $O^{2-}$, $Si^{4+}$, $Al^{3+}$, $Fe^{3+}$, $Fe^{2+}$, $Ca^{2+}$, $Mg^{2+}$, $Na^{+}$, $K^{+}$ etc. În realitate, speciaţiile chimice sunt altele, deoarece, în lichidul magmatic, ionii de oxigen manifestă o puternică tendinţă de aranjare (coordinare) în jurul cationilor, formând speciaţii ionice (= complexe ionice). Din acest punct de vedere, cationii din lichidul magmatic au fost împărţiţi în doua categorii (Bottinga şi Weill, 1972):

a) cationi formatori de reţea,

b) cationi modificatori de reţea.

Cationii formatori de reţea coordinează tetraedric ionii de oxigen. În această categorie intră $Si^{4+}$, $Al^{3+}$ şi $Fe^{3+}$ şi ei formează anioni cu configuraţie tetraedrică: $[SiO_4]^{4-}$, $[AlO_4]^{5-}$ şi $[FeO_4]^{5-}$. Toţi aceşti cationi tetraedrici, dar mai ales cationii $[SiO_4]^{4-}$, se pot polimeriza, unindu-se prin colţuri, punându-şi în comun un atom de oxigen. Atomii comuni de oxigen, adică atomii care asigură legătura între tetraedrii vicinali, au fost numiţi oxigeni "puntaţi" (de la punte de legătură) şi vor fi notaţi prin simbolul $O_P$.

Cationii modificatori de reţea sunt toţi ceilalţi cationi bivalenţi şi monovalenţi. În jurul acestor cationi, ionii de oxigen se coordinează în aşa fel, încât alcătuiesc o organizare poliedrică

diferită de cea tetraedrică. Cel mai frecvent apare coordinarea octaedrică (realizată prin dispunerea în jurul cationului a şase atomi de oxigen în colţurile unui octaedru). Atomii de oxigen astfel coordinaţi, pot să aparţină, în acelaşi timp, şi unui tetraedru vecin (fig.2.1.).

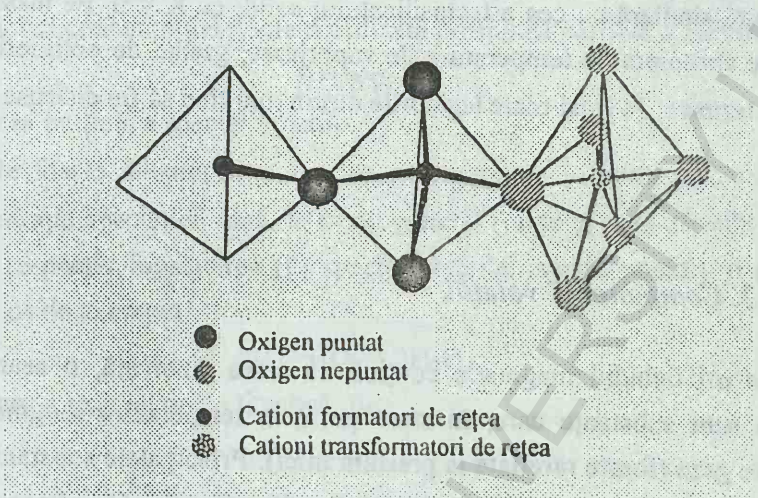



**Fig. 2.1.** – Coordinarea tetraedrică si octaedrică a oxigenului de către cationii formatori de reţea şi cei transformatori de reţea , după B.O. Mysen (1991).

Atomii de oxigen care participă la coordinarea octaedrică, indiferent de faptul că aparţin sau nu unui tetraedru vicinal sunt numiţi oxigeni "nepuntaţi" ($O_{NP}$). Gradul de polimerizare depinde de proporţia oxigenilor puntaţi, fiind dat de raportul:

$$K = \frac{O_{NP}}{O_P}$$

Prin polimerizarea tetraedrilor se formează anioni mai complecşi (complecşi anionici politetraedrici), fiind cu atât mai mari cu cât raportul K este mai mic. Valoarea lui K, pentru cele mai multe lichide magmatice, oscilează între 0 şi 1, dar poate avea şi valori mai mari. Este evident că, pe măsură ce creşte proporţia cationilor transformatori de reţea, scade şi gradul de polimerizare, şi invers. Cu alte cuvinte, raportul K descreşte cu aciditatea lichidului magmatic. O topitură de cuarţ are K = 0, pe când o topitură de olivină are K >> 1. A se vedea, de asemenea, că proporţia de $Al^{3+}$ , precum şi raportul $Fe^{3+}$ / ΣFe, influenţează gradul de polimerizare. Raportul $Fe^{3+}$ / ΣFe (care dă gradul de oxidare al fierului), depinde de presiunea parţială a oxigenului în magmă. Prezenţa ionilor de $H^+$ poate, de asemenea, împiedica polimerizarea, neutralizând colţurile tetraedrilor ca urmare a înlocuirii ionului de oxigen cu grupul $(OH)^-$. În cazul extrem, în locul tetraedrului $[SiO_4]^{4-}$, se formează $Si(OH)_4$ , grupare neutră, care nu mai permite polimerizarea.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În sfârşit, trebuie remarcat că relaţia dintre gradul de polimerizare şi chimismul lichidului silicatic este valabilă doar în condiţii izoterme. La chimism constant, gradul de polimerizare este sensibil influenţat de temperatură. În apropierea temperaturii de topire a silicatului, structura lichidului este foarte apropiată de structura silicatului cristalin. De pildă, lichidul unui tectosilicat are încă o structură similară cu cea a tectosilicatului solid, cu $K \cong 0$. Pe măsură, însă, ce creşte temperatura şi ne apropiem de temperatura de vaporizare, gradul de polimerizare scade treptat, datorită agitaţiei termice. În final toate legăturile dintre ioni tind să fie distruse ($K \to +\infty$).

### *2.1.1.2.2. Componenţii volatili.*

De multe ori lichidul magmatic conţine, în stare dizolvată, o seamă de componenţi volatili. Aceştia sunt substanţe care, în stare pură, la temperatura magmei, ar trebui să se comporte ca nişte gaze (foarte rarefiate la presiuni mici). Principalele substanţe volatile apar sub forma a diverse speciaţii, aparţinând sistemului O - H - C - S - Cl . Speciaţiile posibile sunt numeroase, dintre care enumerăm:

- Speciaţii neutre chimic: $O_2$ , $H_2$ , $Cl_2$ , $H_2O$ , $CO_2$ , CO , $H_2S$ , $CH_4$ , HCl , SO , $SO_2$ etc.
- Speciaţii ionice: $O^{2-}$ , $H^+$ , $(OH)^-$ , $(SO_4)^{2-}$ , $Cl^-$ etc.

Numeroase reacţii leagă speciaţiile între ele, cum ar fi:

$$2H_2 + O_2 = 2H_2O$$
$$H_2O = (OH)^- + H^+$$
$$H_2 + CO_2 = CO + H_2O$$
$$CO + ½\ O_2 = CO_2$$
$$4H_2 + CO_2 = CH_4 + 2H_2O$$
$$CO_2 + CH_4 = 2C + 2H_2O$$
$$S + O_2 = SO_2$$
$$2SO_2 + 4H_2 = S_2 + 4H_2O$$
$$S_2 + 2H_2 = 2H_2S$$

Pentru fiecare reacţie de acest gen există anumite condiţii de echilibru care, teoretic, pot fi calculate. Numai în condiţiile de echilibru coexistă toate speciaţiile din partea stângă a reacţiilor cu cele din partea dreaptă. Cum condiţiile de echilibru diferă de la o reacţie la alta, rezultă că într-un lichid magmatic nu pot coexista toate speciaţiile posibile ale unui sistem chimic dat. [Deşi limitat, numărul speciaţiilor volatile în unele lichide magmatice poate fi, totuşi, destul de mare. Astfel, în lavele vulcanului Kilauea au fost depistate numeroase speciaţii: $H_2O$, $CO_2$, $SO_2$, CO, $H_2$, $S_2$, $O_2$, $H_2S$, $CH_4$, $Cl_2$, $SO_3$ etc. (Nordlie, 1971)]. Diversitatea speciaţiilor, în acest caz, este datorată, în bună parte, variaţiei rapide a factorilor de echilibru, principalii factori

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

fiind: temperatura (T), presiunea totală pe fluidul magmatic ($P_{fluid}$) și activitățile speciațiilor ($a_i$). Într-o soluție fluidă, activitatea unei specii chimice este controlată de concentrația $X_i$ a acesteia:

$$a_i = X_i \gamma_i \quad ,$$

unde $\gamma_i$ este coeficientul de activitate al speciației. În eventualitatea că substanțele volatile sunt individualizate ca faze gazoase, atunci, în locul activității, poate fi utilizată fugacitatea speciației gazoase ($f_i$), iar în locul concentrației poate fi utilizată presiunea parțială a acesteia:

$$f_i = \gamma_i p_i \quad ,$$

unde $p_i$ este presiunea parțială a speciei volatile.

La volatilele foarte diluate, $\gamma_i = 1$ și se poate spune, în acest caz, că echilibrul este controlat de concentrația speciației. Însă, la cazul general (unde $\gamma_i \neq 1$) echilibrul este controlat de activitatea ($a_i$), respectiv fugacitatea ($f_i$) speciei volatile. Așadar, pentru o reacție oarecare, ajunsă la echilibru, ca de exemplu:

$$2H_2 + O_2 = 2H_2O \, ,$$

constanta de echilibru a reacției poate fi scrisă, fie:

$$K = \frac{a^2_{H_2O}}{a_{O_2} a^2_{H_2}}$$

fie:

$$K = \frac{f^2_{H_2O}}{f_{O_2} . f^2_{H_2}}$$

Constanta de echilibru (K) și energia liberă a reacției ($\Delta G^0$) sunt legate prin relația:

$$\ln K = \frac{\Delta G^0}{RT} \, ,$$

unde R este constanta universală a gazelor, iar T este temperatura absolută.

Deoarece $\Delta G^0$ este controlată de temperatură și presiune, rezultă clar că activitățile (respectiv concentrațiile) de echilibru, ca și fugacitățile (respectiv presiunile parțiale) de echilibru sunt dependente de presiune și temperatură. Cu alte cuvinte, speciația unei anumite substanțe volatile dizolvată în lichidul magmatic este dependentă, printre altele, și de condiția fizică a lichidului magmatic. De exemplu, cea mai răspândită substanță volatilă în magme, și anume, apa, la presiuni relativ mici, apare în lichidul magmatic preferențial sub formă de speciații $(OH)^-$ și $H^+$ , pe când la presiuni mari, apare preferențial sub forma speciației neutre $H_2O$ (molecule nedisociate). Speciațiile sulfului, în prezența $H_2O$, sunt clar dependente de temperatură: la temperaturi înalte predomină $SO_2$, iar la temperaturi joase $H_2S$. Factorii fizici pot, de asemenea, regla proporțiile dintre speciațiile neutre. De pildă, raportul HF / HCl scade cu temperatura.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prezenţa substanţelor volatile influenţează mult proprietăţile lichidului magmatic. Deja am arătat mai sus că prezenţa apei influenţează gradul de polimerizare al tetraedrilor $[SiO_4]^{4-}$. Tot astfel, fugacitatea oxigenului reglează proporţia de $Fe^{3+}$ şi, implicit, proporţia de $[FeO_4]^{5-}$. Influenţa substanţelor volatile asupra vâscozităţii, temperaturii de cristalizare şi altor proprietăţi ale lichidului magmatic vor fi comentate în paragrafele următoare.

## 2.1.2. Compoziţia magmelor nesilicatice

Toate magmele naturale cu un conţinut de $SiO_2$ sub 30% sunt considerate magme nesilicatice. Până în prezent, se acceptă existenţa a trei tipuri de magme nesilicatice.

A. *Magme carbonatice*. Sunt acele magme în care proporţia molară de $CO_2$ depăşeşte proporţia de $SiO_2$. Compoziţia chimică globală a acestor magme, ca şi speciaţiile chimice, nu sunt prea bine cunoscute, deoarece lichidele carbonatice sunt stabile doar la presiuni mari. Luând ca reper carbonatitele, roci presupuse a fi produsul de consolidare al acestor magme, se poate afirma că, în linii mari, compoziţia chimică globală a magmelor carbonatice se apropie de compoziţia unui amestec de calcit + magnezit + nefelin + biotit. Exprimată sub formă de oxizi, relativ în ordinea abundenţei, o magmă carbonatică se reduce, în esenţă, la următoarea compoziţie: $CO_2$, CaO, MgO, $Na_2O$, $SiO_2$, FeO, $H_2O$, $K_2O$. La presiuni mici, carbonaţii nu se pot topi, prin încălzire, deoarece ei se descompun în oxizi înainte de a se ajunge la punctul de topire. La presiuni înalte, calcitul trece în aragonit, iar acesta din urmă, se poate topi congruent. Aceeaşi topire congruentă o au şi carbonaţii de Mg şi Na.

Carbonatul $Na_2CO_3$, în prezenţa apei, se topeşte congruent, la circa 850°C, chiar şi în condiţiile unei presiuni de 1 kbar (Koster şi Wyllie, 1996). Lichidele cu compoziţia $CaCO_3$, $MgCO_3$ şi $Na_2CO_3$ sunt miscibile la presiuni înalte, formând un lichid carbonatic policomponent şi de aceea se poate presupune că, la presiuni înalte, raportul $CO_2$ : (MgO + CaO + $Na_2O$) ar putea fi stoikiometric. La presiuni relativ joase, datorită instabilităţii carbonatice, în condiţiile termice ale magmelor, componenta $CO_2$ se separă ca fază independentă, urmând o evoluţie proprie.

B. *Magme sulfurice*. Magmele sulfurice, deşi sunt cunoscute înaintea celor carbonatice, sunt mult mai puţin studiate sub aspectul proporţiilor compoziţionale. Se ştie că sulfurile de fier şi nichel în condiţiile de stabilitate ale magmelor bazice. la mare presiune, se găsesc în stare de topitură. Într-o condiţie puternic reducătoare, de pildă într-o atmosferă de $H_2S$, diverse alte sulfuri (în special cele de plumb şi bismut) se pot topi (congruent chiar şi la temperaturi de 400 - 500°C. De aceea, teoretic, topiturile naturale cu compoziţie sulfurică ar putea fi mult mai răspândite decât se crede. Pentru acele magme sulfurice despre care se crede că sunt într-adevăr naturale, ca de pildă cele care au însoţit erupţia vulcanului Kilauea din 1963, (Skinner şi Peck, 1969) dau următoarea compoziţie: Fe = 61%; Cu = 4%; S = 31 %; O = 4%, ceea ce ar

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

corespunde unui amestec de pirotină, calcopirită şi magnetit. În alte situaţii, magmele sulfurice, legate natural de magmele silicatice, conţin proporţii ridicate de Fe, Ni şi Cu.

C. *Magme oxidice*. Specificul acestor magme este chimismul global, care se apropie foarte mult de compoziţia magnetitului sau a unui amestec de magnetit + hematit ± apatit. Pentru aşa numitele magme "jacupirangitice", Bergstol (1972) a propus următoarea compoziţie: magnetit = 37%, apatit = 24%, piroxeni = 25%. În eventualitatea că şi acestea din urmă pot fi într-adevăr considerate magme oxidice, compoziţia globală a magmelor oxidice ar putea fi redată prin intermediul următorilor oxizi fundamentali: FeO, $Fe_2O_3$, CaO, $P_2O_5$, $SiO_2$, MgO, $TiO_2$, $Cr_2O_3$. Totuşi, speciaţiile reale ale componenţilor chimici, în magmele oxidice, nu sunt încă cunoscute.

# 2.2. PROPRIETĂŢILE FIZICE ALE MAGMELOR

## 2.2.1. Temperatura magmelor

### 2.2.1.1. Limitele de variaţie a temperaturii

Din observaţiile efectuate asupra magmelor ieşite la suprafaţa Pământului, prin erupţii vulcanice, dar mai ales din numeroasele experienţe referitoare la topiturile sintetice cu compoziţii similare magmelor naturale, s-a ajuns la concluzia că temperaturile magmelor pot varia în limitele a câtorva sute de grade, funcţie de presiune şi compoziţia chimică globală. La presiune dată şi chimism dat, temperatura minimă la care lichidul magmatic poate să supravieţuiască în echilibru cu fazele cristaline este denumită temperatură "solidus" ($T_S$). La temperaturi $T > T_S$ este stabil sistemul magmatic, iar la temperaturi $T < T_S$ este stabil sistemul petrografic magmatogen, cele două sisteme având chimism global identic.

Aşa cum deja s-a precizat anterior, în sistemul magmatic pot coexista la echilibru maxim trei categorii de faze:

- Faza lichidă, L, cu volumul $V_L$ şi entropia $S_L$.
- Faza fluidă volatilă, F, cu volumul $V_F$ şi entropia $S_F$ (care, la presiuni mici, este o fază gazoasă).
- Fazele cristaline solide, $s_i$, aparţinând diferitelor specii minerale, cu volumele $V_{s_i}$ şi entropiile $S_{s_i}$.

Volumul total al sistemului magmatic va fi:

$$V_M = V_L + V_F + \sum V_{s_i} \quad ,$$

iar entropia totală a aceluiaşi sistem va fi:

$$S_M = S_L + S_F + \sum S_{s_i} \quad .$$

Pe de altă parte, sistemul petrografic este format cel mult din două categorii de faze:

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Fazele minerale solide, $s_i$, care alcătuiesc roca magmatică propriu-zisă, cu volumele $V_{s_i}$ şi entropiile $S_{s_i}$;
- Faza volatilă, F, cu volumul $V_F$ şi entropia $S_F$, aceasta localizându-se fie între cristalele rocii magmatice, fie ca incluziuni fluide în cristale, fie în golurile supragranulare din roca magmatică.

Volumul global al sistemului petrografic este:

$$V_P = \sum V_{s_i} + V_F \ ,$$

iar entropia globală este:

$$S_P = \sum S_{s_i} + S_F \ .$$

Pentru orice sistem magmatic dat, definit printr-un anumit chimism global, temperatura solidus, $T_S$, se schimbă cu presiunea, conform ecuaţiei Clapeyron:

$$\frac{dT_S}{dP} = \frac{V_M - V_P}{S_M - S_P} = \frac{\Delta V}{\Delta S} \gtrless 0 \ .$$

Dacă diferenţele $\Delta V$ şi $\Delta S$ au acelaşi semn, temperatura $T_S$ creşte cu presiunea, iar dacă cele două diferenţe au semne contrare, temperatura $T_S$ scade cu presiunea.

Entropia $S_M$ este întotdeauna mai mare decât entropia $S_P$ datorită prezenţei lichidului magmatic, cu grad de dezordine mai avansat decât fazele cristaline izochimice. Deci diferenţa $\Delta S = S_M - S_P$ nu poate fi decât pozitivă. În schimb diferenţa $\Delta V = V_M - V_P$ poate fi uneori pozitivă, alteori negativă sau chiar nulă. Dacă $\Delta V = 0$, atunci temperatura solidus nu este influenţată de presiune.

Pentru sistemele magmatice silicatice, diferenţa $V_M - V_P$ este sigur pozitivă, dacă în sistemul magmatic lipsesc substanţele volatile, în special apa. În aceste sisteme "uscate", datorită densităţii mai mici a lichidului magmatic, se asigură inegalitatea:

$$V_P < V_L + \sum V_{s_i} \ .$$

Ca urmare, în sistemele magmatice "uscate" (lipsite de volatile), temperatura solidus creşte cu presiunea, creşterea liniară, pentru cea mai mare parte din magmele silicatice, fiind de ordinul a 2-10 grade/kbar, funcţie de chimismul magmei.

La aceeaşi presiune, temperatura solidus a magmelor "uscate" este dependentă de chimism, adică: pe măsură ce creşte aciditatea magmei, scade temperatura $T_S$, astfel că, la magmele acide, temperaturile

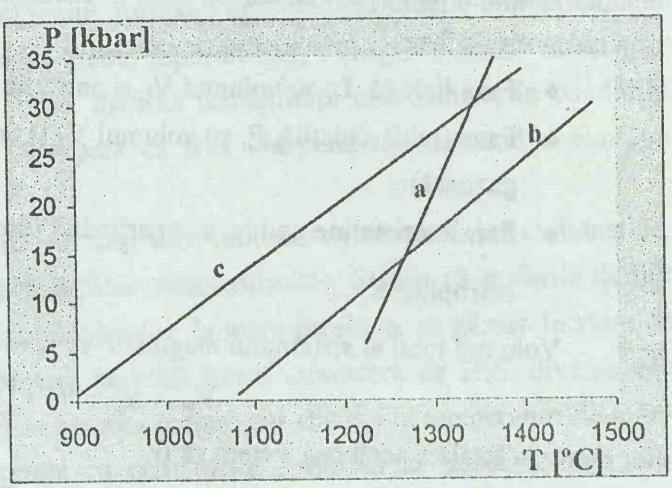



**Fig. 2.2.** – Temperaturile $T_s$, funcţie de P, a câtorva magme uscate (după D. Green, A. Ringwood, 1968).
a. magme bazice;
b. magmă tholeitică;
c. magmă riodacitică.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

solidus sunt cu aproximativ 200°C mai mici decât la magmele bazice (fig. 2.2.).

Spre deosebire de magmele "uscate", magmele "umede", adică acelea care conţin substanţe volatile, au un volum total ($V_M$) mai mic decât volumul ($V_P$) al sistemului petrografic. Cauza rezidă în faptul că substanţele volatile se pot dizolva în lichidul magmatic, micşorându-şi astfel enorm volumele molare. De pildă, un mol de apă gazoasă, la presiunea de 1 atm, are un volum $V_{H_2O} = RT \approx 100Tcm^3$ (unde T = temperatura în grade K a magmei), fiind, deci, de ordinul a $10^5 cm^3$. În schimb, prin dizolvarea sa integrală în magmă, îşi reduce volumul molar sub $30cm^3$. Spre deosebire de lichidul magmatic, cele mai multe minerale magmatice, care constituie esenţa sistemului petrografic, practic, nu pot solubiliza fazele volatile. De aceea, la aceeaşi cantitate de substanţe volatile, se asigură inegalitatea:

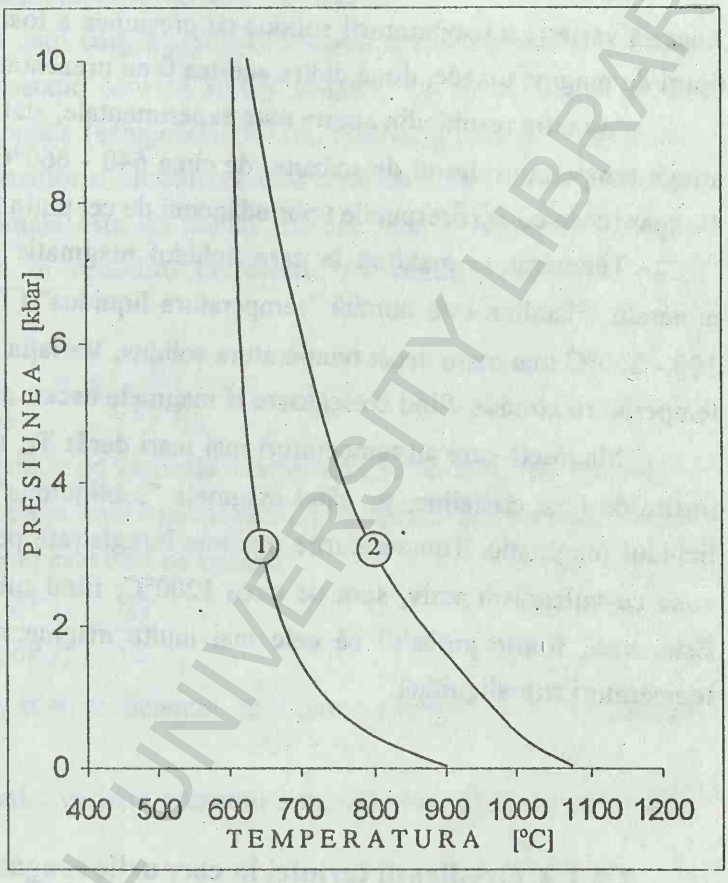



**Fig. 2.3.** – Variaţia $T_s$ cu presiunea a două tipuri de magme umede (saturate în apă): (1) Magmă acidă; (2) Magmă bazică.

$$V_F^P >> V_F^M ,$$

unde $V_F^P$ = volumul substanţelor volatile în sistemul petrografic, iar $V_F^M$ = volumul aceloraşi substanţe în sistemul magmatic. Ca urmare a acestui contrast de volum, impus de volatile, bilanţul global de volum, $V_M - V_P$, este negativ. Consecinţa imediată este că, la magmele saturate în substanţe volatile, temperatura solidus scade cu presiunea, scăderea fiind cu atât mai mare cu cât volumele molare ale substanţelor volatile (nedizolvate) vor fi mai mari, ceea ce se asigură la presiuni mici. De aceea, la presiuni mici, sub 1 kbar, scăderea temperaturii ($T_s$) cu presiunea este extraordinar de puternică, depăşind 100 grade/kbar. Dar, pe măsura creşterii presiunii, volumele gazelor se comprimă foarte rapid şi de aceea variaţia $dT_s/dP$ se atenuează gradat, până se anulează. Anularea se obţine la acea presiune la care volumul "gazului" comprimat, în stare liberă, este practic egal cu volumul gazului în stare dizolvată (în lichidul magmatic). La presiuni mai înalte, ca urmare a comprimării foarte mari a fluidului volatil, diferenţa $V_M - V_P$ tinde să capete valori pozitive, astfel că $T_s$ tinde să crească cu presiunea.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Această variaţie a temperaturii solidus cu presiunea a fost verificată experimental pe mai multe tipuri de magme umede, două dintre acestea fiind prezentate în figura 2.3.

Aşa cum rezultă din aceste date experimentale, atât magmele acide, cât şi cele bazice, pot atinge temperaturi destul de scăzute, de circa 640 - 660°C, dar numai la presiuni care depăşesc 10 kbar (ceea ce ar corespunde unor adâncimi de cel puţin 25 – 30 km).

Temperatura maximă la care lichidul magmatic poate coexista în echilibru cu fazele minerale cristaline este numită "temperatura liquidus" ($T_L$). Această temperatură este cu circa 100 - 250°C mai mare decât temperatura solidus. Variaţia $dT_L / dP$ este asemănătoare cu variaţia temperaturii solidus, fiind crescătoare la magmele uscate şi descrescătoare la magmele umede.

Magmele care au temperaturi mai mari decât $T_L$, numite şi "magme supraliquidus", sunt lipsite de faze cristaline, pe când magmele "subliquidus" conţin faze cristaline în echilibru cu lichidul magmatic. Temperaturile maxime înregistrate pe diverse magme naturale, din diferite zone cu vulcanism activ, sunt de circa 1200°C, fiind sub temperaturile $T_L$ ale acestor magme. Este, deci, foarte probabil că cele mai multe magme nu au atins, în decursul evoluţiei lor, temperaturi supraliquidus.

### 2.2.1.2. Gradienţii termici în corpurile magmatice

În câmpul gravitaţional al planetei, orice corp magmatic natural are o extindere tridimensională. Este, deci, de aşteptat ca cel puţin într-o anumită etapă a evoluţiei sistemului magmatic, temperatura să varieze de la un punct la altul în spaţiul sistemului. Dacă cele trei axe de referinţă ale spaţiului sunt x, y şi z şi orientăm axa z paralel cu vectorul acceleraţiei gravitaţionale (verticala locului), atunci planul xy defineşte planul orizontal din corpul magmatic (sau aşa numita suprafaţă echipotenţială), iar extinderea pe direcţia z dă adâncimea (respectiv înălţimea) coloanei magmatice. Variaţia temperaturii pe cele trei direcţii poate fi scrisă sub formă de derivate parţiale:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{y,z}, \quad \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{x,z}, \quad \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{x,y}.$$

Primele două derivate parţiale exprimă gradienţii termici orizontali (mărimea variaţiei temperaturii în planul orizontal), iar cea de a treia derivată exprimă gradientul termic vertical. Una din problemele importante ale petrologiei este să explice dacă într-o cameră magmatică există sau nu astfel de gradienţi termici, pentru că prezenţa lor poate deveni cauza a mai multor procese magmatice. În paragraful de faţă nu ne propunem să examinăm consecinţele prezenţei gradienţilor termici, acest aspect fiind examinat în capitolul care abordează procesele magmatice. Ceea ce ne propunem aici este doar să subliniem că în câmpul gravitaţional terestru gradienţii

termici verticali sunt inevitabili, pe când gradienţii orizontali sunt provocaţi de cauze mai mult sau mai puţin conjuncturale şi deci, cel puţin teoretic, nu sunt inevitabili.

Starea cea mai simplă posibilă a unui corp magmatic omogen compoziţional este aceea de echilibru hidrostatic. Echilibrul hidrostatic cere ca atât densitatea, cât şi presiunea să fie constante pe oricare din suprafeţele orizontale (echipotenţiale) din interiorul corpului magmatic. Ştiindu-se că, în magma omogenă compoziţional, densitatea este controlată de P şi T, rezultă că în echilibrul hidrostatic suprafaţa orizontală este nu numai izobară, dar şi izotermă. Cu alte cuvinte, în corpurile magmatice aflate în echilibru hidrostatic nu există gradienţi termici orizontali, adică:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{z,y} = 0 \text{ şi } \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{x,z} = 0 \ .$$

În schimb, există obligatoriu o variaţie pe verticală a temperaturii, determinată de variaţia pe verticală a presiunii hidrostatice. Corelaţia dintre temperatură şi presiune în sistemele izolate termic (sisteme adiabatice sau izoentropice) este dată de ecuaţia:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{s} = \frac{\alpha T}{\rho C_p} \ ,$$

unde $\rho$ = densitatea sistemului omogen, $\alpha$ = coeficientul de dilatare termică, iar $C_p$ = căldura specifică izobară a sistemului.

În condiţiile echilibrului hidrostatic, variaţia presiunii este determinată doar de variaţia adâncimii, şi anume:

$$\partial P = \rho g \partial z \ ,$$

de unde rezultă:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{x,y,s} = \frac{\alpha T g}{C_p} \ .$$

Variaţia pe verticală a temperaturii, determinată exclusiv de variaţia presiunii, este numită gradient termic adiabatic. Înlocuindu-se valorile $\alpha$ şi $C_p$ specifice magmelor, se ajunge la concluzia că, în corpurile magmatice, gradienţii adiabatici sunt de ordinul a sutimilor de grad / km, fiind deci incomparabil mai mici decât gradienţii geotermici staţionari cunoscuţi în litosferă (care sunt de ordinul zecilor de grad / km). Având valori atât de mici, gradienţii termici adiabatici din camerele magmatice sunt, practic, ignoraţi. Mai mult decât atât, fiind consecinţa directă a stării de echilibru în câmpul gravitaţional, gradienţii adiabatici nu pot să iniţieze un proces.

Orice alt gradient termic vertical, deosebit de cel adiabatic, devine cauză a perturbării echilibrului hidrostatic. Aproape totdeauna când apar astfel de gradienţi verticali, apar corelat şi gradienţi termici orizontali. Cauzele posibile ale acestui dezechilibru termic sunt numeroase, însă doar cea mai frecventă va fi comentată în cele ce urmează.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*Formarea gradienților termici prin răcire neuniformă*

Un corp magmatic se poate răci numai dacă temperatura sa este mai mare decât temperatura mediului înconjurător. Contrastul termic este, în general, corelat cu adâncimea la care se află corpul magmatic față de suprafața litosferică. Cu excepția suprafeței terestre, unde

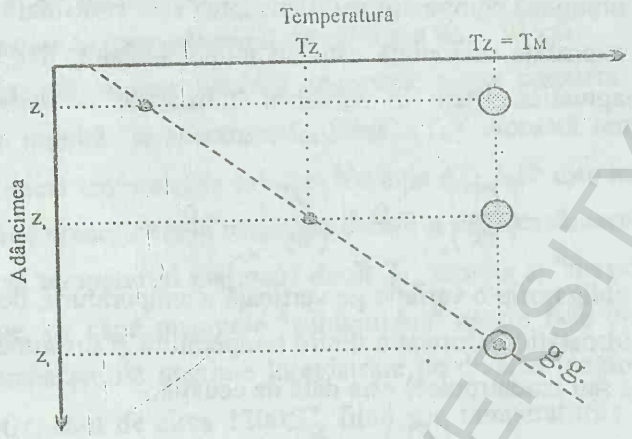



**Fig. 2.4.** – Contrastul termic dintre magmă și mediu funcție de adâncime.
condiția magmei
condiția mediului
Tz = temperatura de gradient
$T_M$ = temperatura magmei

temperatura mediului este impusă de climă (fiind, oricum, sub 100°C), temperatura mediului, în adâncime, este dată de gradientul geotermic vertical al locului, crescând, deci, cu adâncimea. De aceea se poate spune, fără a greși, că, la scara litosferei terestre, contrastul termic dintre magmă și mediu scade cu adâncimea (fig. 2.4.).

Cazul limită, când magma și mediul au aceeași temperatură, corespunde chiar adâncimilor de formare a magmei. Corpurile aflate în celelalte situații sunt alohtone (deplasate de la adâncimea de formare) și numai acestea sunt efectiv supuse răcirii, în timp, ca urmare a transferului de căldură spre mediul mai rece. Transferul se face prin conducție, caz universal, dar și prin alte mecanisme, în caz particular. Rămânând doar la transferul prin conducție și acceptând cazul cel mai simplu că magma și mediul au o difuzivitate termică egală, rezultă că la suprafața de separație dintre magmă și mediu, în primul moment al răcirii, se va realiza o temperatură medie:

$$T_C = \frac{T_M + T_Z}{2} \quad ,$$

unde $T_C$ = temperatura la suprafața de contact (Carslaw și Jager, 1959). Deci, chiar dacă inițial temperatura în corpul magmatic ar fi fost omogenă, ca urmare a răcirii, lângă suprafața de contact apar temperaturi mai mici decât în centru. Admițând, pentru simplificare, că sistemul magmatic este un corp magmatic cilindric, cu axul vertical, izotermele generate prin răcire vor apare în secțiunile orizontale ca niște cercuri concentrice. Temperatura maximă va fi în centru și,

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în primul moment al răcirii, este chiar temperatura iniţială a magmei omogene. La distanţa R/2 faţă de centru (unde R = raza cercului) va trece izoterma $(T_C + T_M)/2$ ş.a.m.d. Cu alte cuvinte, se poate calcula destul de precis valoarea oricărei izoterme, dacă ne sunt date valorile $T_M$ şi $T_Z$, precum şi distanţa faţă de centrul corpului magmatic, în planul orizontal, cu condiţia ca transferul de căldură în magma omogenă să se efectueze doar prin conductanţă. Gradientul termic orizontal în lungul razei R, se poate, deci, calcula astfel:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)_{z,y} = \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)_{z,x} = \frac{T_M - T_C}{R} = \frac{T_M - \left(\frac{T_M - T_Z}{2}\right)}{R}$$

sau

$$\left(\frac{\partial T}{\partial R}\right)_{z} = \frac{T_M - T_C}{R} = \frac{T_M - \left(\frac{T_M - T_Z}{2}\right)}{R}$$

Cu alte cuvinte, gradienţii termici orizontali, iniţiaţi de răcire, sunt cu atât mai puternici, cu cât contrastul dintre corp şi mediu este mai mare şi cu cât raza corpului (în secţiune orizontală) este mai mică.

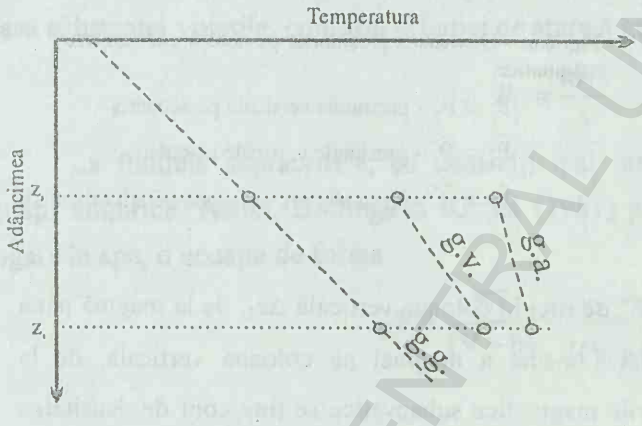



**Fig. 2.5.** – Schematizarea gradienţilor termici verticali. [g.g. = gradient geotermic; g.a. = gradient adiabatic în corpul magmatic înainte de răcire; g.v. = gradient geotermic vertical ca urmare a răcirii, la distanţa (R – n) faţă de centru ($0 < n \leq R$); $z_2$, $z_1$ coordonatele verticale ale coloanei magmatice.]

O consecinţă imediată a acestei relaţii este următoarea: dacă corpul magmatic are o extindere verticală, între coordonatele $z_1$ şi $z_2$ (fig. 2.5.), atunci în coloana cilindrică apar, ca urmare a răcirii, inclusiv gradienţi termici verticali, deosebiţi de cei adiabatici.

În concluzie, trebuie să reţinem că, înaintea răcirii integrale, în interiorul oricărui corp magmatic există gradienţi termici atât orizontali, cât şi verticali. Aceşti gradienţi creează dezechilibre atât mecanice, cât şi chimice, iniţiindu-se procese care tind să restabilească echilibrul termic iniţial. Pe măsură ce răcirea se accentuează, temperatura din centrul corpului scade, iar cea a mediului tinde să crească. În final, gradienţii termici se atenuează până la dispariţie. De aceea, gradienţii termici astfel generaţi sunt efemeri, spre deosebire de cei adiabatici, care sunt pereni.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 2.2.2. Presiunea magmelor

Când abordăm presiunea care se exercită într-o magmă (sau de către o magmă), este necesar să se facă distincţie între: (a) magmele lipsite de faze volatile şi (b) magmele cu faze volatile. În magmele fără faze volatile, presiunea este controlată exclusiv de adâncimea (h) şi de densitatea medie ($\overline{\rho}$) a coloanei verticale în punctul considerat:

$$P = \overline{\rho}\, gh\,.$$

Rezultă de aici că, la o densitate $\overline{\rho}$=2.5 g/cm$^3$, presiunea creşte cu 0.25 bar/m (1bar = $10^5$Pa ≅ 1atm). La corpurile magmatice abisale există un "acoperiş" de roci solide şi, în acest caz, presiunea într-un anumit punct din interiorul corpului magmatic se calculează ţinându-se cont de eterogenitatea coloanei acoperitoare:

$$P_h = \overline{\rho}_R g\Delta z_1 + \overline{\rho}_M g\Delta z_2\ ,$$

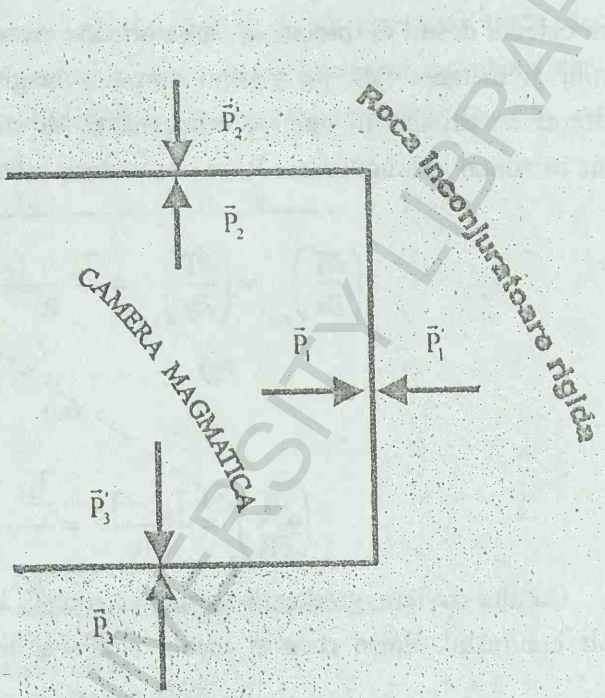



**Fig. 2.6.** – Distribuţia presiunilor pe pereţii unei camere magmatice.

$\vec{P}_2 = \vec{P}_2'$ - presiunile verticale pe acoperiş

$\vec{P}_3 = \vec{P}_3'$ - presiunile verticale pe culcuş

$\vec{P}_1 \neq \vec{P}_1'$ - presiunile orizontale pe pereţii orizontali

unde: $\overline{\rho}_R$ = densitatea medie a "acoperişului" de roci în coloana verticală $\Delta z_1$, de la magmă până la suprafaţa Pământului, iar $\overline{\rho}_M$ = densitatea medie a magmei pe coloana verticală, de la adâncimea h până la "acoperiş". La corpurile magmatice subacvatice se ţine cont de densitatea coloanei de apă, iar la cele subaeriene aflate în repaus, practic nu se ţine cont decât de densitatea medie a magmei (se neglijează densitatea aerului).

Presiunea din magma aflată în repaus este, fără îndoială, izotropă, nedepinzând de direcţie, ci numai de adâncime, ceea ce rezultă din caracterul fluid al magmei. În schimb, rocile solide din vecinătatea corpului magmatic, cel puţin până la o adâncime de 5-7 km, au o anumită elasticitate şi, de aceea, presiunea este anizotropă, în sensul că presiunile exercitate pe direcţia verticală sunt diferite de cele exercitate pe direcţia orizontală. Presiunea pe direcţia verticală este controlată de adâncime şi poate fi calculată ca şi când ar fi o presiune hidrostatică:

$$P_{vert.} = \overline{\rho}_R gh\,.$$

Această componentă verticală a presiunii este denumită, în general, presiune litostatică. În schimb, presiunea pe direcţia orizontală, este:

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$P_{orizont} = P_{vert.} \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} ,$$

unde ε = coeficientul Poisson, care este o măsură a elasticităţii corpurilor solide. Majoritatea rocilor au coeficientul ε sub 0.4 şi se micşorează în general cu adâncimea de îngropare a rocii, tinzând spre zero în jurul adâncimii de 10km (de la această adâncime în jos, chiar şi în roci, presiunea tinde să devină izotropă, de tip hidrostatic). Cu alte cuvinte, la adâncimi h < 10 km, presiunea în roci este mai mică pe orizontală decât pe verticală. Trebuie, deci, să tragem concluzia că la aceste adâncimi presiunea exercitată de magmă pe pereţii verticali ai camerei magmatice este mai mare decât cea exercitată în sens invers, dinspre roca gazdă spre camera magmatică (fig. 2.6.). Numai pe pereţii orizontali presiunile de ambele părţi sunt egale.

Diferenţa dintre presiunea internă şi cea externă pe pereţii verticali este una din cauzele tendinţei de migrare a substanţei magmatice, pe orizontală, către rocile solide înconjurătoare, mai ales pe cale difuzivă.

În magmele polifazice în care una din faze este volatilă, în afara presiunii izotrope controlată de adâncime, există şi o presiune proprie a fazei fluide volatile, $P_f$. La temperaturi mari şi presiuni hidrostatice mici, faza volatilă are comportament de gaz ideal şi, în acest caz, presiunea în corpul fazei volatile este dependentă, în primul rând, de temperatură, volum şi de masa substanţei volatile, conform ecuaţiei de stare a gazelor perfecte:

$$P_f = \frac{nRT}{v} .$$

La fluidele supracritice, cu densităţi mai mari, presiunile se pot estima prin diferite ecuaţii empirice. Astfel, Bottinga şi Richet (1981) propun, pentru presiuni înalte ale fluidelor bogate în apă, o ecuaţie de forma:

$$P = \frac{RT}{(V-b)} - \frac{a}{[(V+b)T^{\frac{1}{2}}]} ,$$

unde a şi b sunt numere empirice care corectează volumul molar V. Indiferent de ecuaţie, cert este că, la volum constant, presiunea creşte cu temperatura şi cu numărul de moli. De aceea, presiunea pe fluid poate varia independent de presiunea hidrostatică, $P_h$. Aparent, într-o "bulă" gazoasă din magmă ar putea exista oricare din situaţiile:

$$P_f > P_h \text{ sau } P_f < P_h .$$

Totuşi, dacă în corpul gazos (să zicem de formă sferică) ar exista o presiune mai mică decât în lichidul magmatic înconjurător, consecinţa imediată ar fi presarea gazului şi micşorarea volumului sferei până la echilibrarea presiunii. De aceea, în mod real, nu pot să fie decât două situaţii:

$$P_f \geq P_h .$$

În situaţia că $P_f > P_h$ suprapresiunea fluidului se transmite magmei, astfel încât întreaga magmă capătă o presiune mai mare decât presiunea hidrostatică. De aceea, într-o magmă care

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

conţine faze volatile individualizate sub formă de corpuri independente (de exemplu: bule gazoase), presiunea magmei, $P_M$, va fi:

$$P_M = P_h + \Delta P_f ,$$

unde $\Delta P_f$ este suprapresiunea generată de faza fluidă. Când suprapresiunea capătă valori mari, astfel încât:

$$\Delta P_f > P_h ,$$

se realizează condiţia optimă de explozie magmatică (sau de ridicare a acoperişului magmatic). Pentru estimarea valorii $\Delta P_f$ este însă necesară cunoaşterea nu numai a presiunii, $P_f$, în fiecare corp fluid în parte, dar şi proporţia fazei fluide în magma considerată.

## 2.2.3. Densitatea magmelor

### 2.2.3.1. Consideraţii generale

Densitatea, ρ, a unei substanţe este dată de raportul:

$$\rho = \frac{m}{V} ,$$

fiind, deci, masa unităţii de volum şi se exprimă, cel mai adesea în $g/cm^3$.

La masă constantă, densitatea şi volumul sunt în raport invers proporţional şi, de aceea, proprietăţile care privesc densitatea unui sistem sunt considerate, în acelaşi timp şi proprietăţi volumetrice. Se subînţelege, deci, că orice consideraţie care se face asupra volumului specific (volumul unităţii de masă) se referă inclusiv la densitate. Uneori, din motive practice, este comod să folosim ca volum specific volumul unui gram de substanţă ($cm^3/g$), dar de cele mai multe ori este mai util să utilizăm volumul molar ($cm^3/mol$), eventual volumul atomic ($cm^3$/atom gram). Aici trebuie făcută, totuşi, o precizare:

a). Dacă sistemul este o fază mixtă, α, policomponentă, atunci putem vorbi nu numai de volumul molar al componenţilor, dar şi de volumul molar al fazei, $V^\alpha$, care este dat de relaţia:

$$V^\alpha = \sum V_i^\alpha X_i^\alpha ,$$

unde $V_i^\alpha$ = volumul parţial molar al componentului i din faza α, iar $X_i^\alpha$ = proporţia componentului în fază.

b). Dacă sistemul are o omogenitate de ordinul al doilea şi este format din mai multe faze α, fiecare fază fiind în proporţia $Z^\alpha$, atunci putem vorbi inclusiv de un volum molar al sistemului chimic (vezi Nicholls, 1990):

$$V^\alpha = \sum V_i^\alpha Z^\alpha .$$

Cu alte cuvinte, dacă sistemul are o omogenitate de al doilea ordin, trebuie făcută o distincţie clară între trei categorii de volume molare şi, respectiv, între trei categorii de densităţi:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

densitatea componenţilor chimici, densitatea fazelor, densitatea globală a sistemului. Numai în cazul particular, când faza este monocomponentă, există o identitate $V_i = V^{\alpha}$, dar dacă faza este mixtă atunci $V_i \neq V^{\alpha}$ (unde $V_i$ = volumul parţial al componentului i).

Aşa cum s-a menţionat anterior, magmele pot avea două ordine de omogenitate:

a. Magme monofazice, cu omogenitate de prim ordin, fiind alcătuite doar din lichid magmatic sau topitură magmatică (L);

b. Magme polifazice, cu omogenitate de al doilea ordin, cu trei compoziţii posibile:

1) topitura (L) + faza volatilă (f);

2) L + f + faza solidă ($s_1 + s_2 + \ldots + s_n$);

3) L + $s_n$ .

De aici rezultă că nu putem vorbi de o densitate abstractă a magmelor, ci trebuie făcută o distincţie foarte precisă între densitatea lichidului magmatic ($\rho_L$), pe de o parte, şi densitatea globală a magmei ($\rho_M$), pe de altă parte. În cazul magmelor monofazice avem:

$$\rho_M = \rho_L ,$$

pe când în cazul magmelor polifazice, in care fiecare fază are proporţia $X_i$, densitatea magmei este:

$$\rho_M = X_L\rho_L + X_f\rho_f + X_{s_1}\rho_{s_1} + X_{s_2}\rho_{s_2} + \ldots\ldots + X_{s_n}\rho_{s_n} = X_L\rho_L + X_f\rho_f + \sum X_{s_i}\rho_{s_i} \quad .$$

În unele probleme, cum ar fi separarea gravitaţională a fazelor din magmă, este foarte important să cunoaştem densitatea lichidului magmatic şi a celorlalte faze individuale, pe când în alte probleme, cum ar fi ascensiunea magmelor, ne interesează în mod special densitatea globală a magmei.

### 2.2.3.2. Densitatea lichidului magmatic

Lichidul magmatic, fiind o fază mixtă, are o densitate care depinde de: compoziţie, temperatură şi presiune. La temperatură şi presiune constante, ar trebui să se respecte relaţia:

$$V_L = \sum \overline{V}_i X_i \quad ,$$

unde $\overline{V}_i$ = volumul parţial molar al componentului i dizolvat in lichid, iar $X_i$ = concentraţia molară a acestuia.

Admiţând că lichidul magmatic este un amestec de oxizi, atunci volumul $V_L$ se obţine din însumarea volumelor oxizilor care definesc lichidul. Lange şi Carmichael (1987) dau următoarele volume molare ale principalilor oxizi din lichidele magmatice, la 1673 K şi 1 bar:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Tabelul nr. 2.1.** – Volumele molare şi densităţile principalilor oxizi din lichidele magmatice (T=1673°C şi P=1bar)

| COMPONENTUL | VOLUMUL MOLAR ($cm^3$ / mol) | MASA MOLARĂ (g / mol) | DENSITATEA g / $cm^3$ |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 26.90 | 60.085 | 2.23 |
| $TiO_2$ | 23.16 | 79.879 | 3.45 |
| $Al_2O_3$ | 37.11 | 101.961 | 2.75 |
| $Fe_2O_3$ | 42.13 | 159.692 | 3.79 |
| $KAlSi_3O_8$ | 122.18 | 278.332 | 2.28 |
| $KFeSi_3O_8$ | 124.69 | 307.190 | 2.46 |
| FeO | 13.65 | 71.846 | 5.26 |
| MgO | 11.45 | 40.304 | 3.52 |
| CaO | 16.571 | 56.077 | 3.38 |
| $Na_2O$ | 28.78 | 61.979 | 2.15 |
| $K_2O$ | 45.84 | 94.196 | 2.05 |
| $H_2O$ | 20.00 | 18.015 | 0.90 |
| $CO_2$ | 33.00 | 44.010 | 1.33 |

Dependenţa liniară a densităţii lichidului magmatic faţă de compoziţie, presupune ca volumele molare ale componenţilor să nu se schimbe cu concentraţia componenţilor. Pentru majoritatea componenţilor majori ai lichidelor magmatice, volumele molare par să fie într-adevăr neinfluenţate de concentraţia acestora. Excepţie o fac oxizii $TiO_2$ şi $Fe_2O_3$. Astfel, la aceeaşi temperatură (1673 K) şi P = 1 atm, în topitura silicatică sodică, $\overline{V}_{TiO_2}$ = 28.02 $cm^3$ / mol, pe când în topitura calcică, $\overline{V}_{TiO_2}$ = 23.16 $cm^3$ / mol. Această diferenţă se datoreşte faptului ca $Ti^{4+}$ poate coordina 4, 5 sau 6 atomi de oxigen, funcţie de ceilalţi cationi din lichidul magmatic, ceea ce se răsfrânge asupra volumelor $\overline{V}_{TiO_2}$. În mod similar, $\overline{V}_{Fe_2O_3}$ este dependent de compoziţia lichidului magmatic pentru că el poate coordina oxigenii fie tetraedric, fie octaedric. În plus, concentraţia ionilor de oxigen poate modifica raportul $Fe^{3+}$ / $Fe^{2+}$ .

Efectul componenţilor volatili ($H_2O$ şi $CO_2$) asupra densităţii lichidului magmatic este deosebit de mare datorită densităţilor mici ai acestor componenţi, în contrast cu densitatea celorlalţi componenţi nevolatili. De aceea, mai mulţi petrologi s-au străduit să determine cât mai exact volumele parţial molare ale $H_2O$ şi $CO_2$ dizolvate în diferite lichide magmatice, la diferite condiţii T, P . (tabelele nr. 2.2. şi nr. 2.3.)

**Tabelul nr. 2.2.** - Volumul parţial molar al apei în diferite lichide silicatice (după Lange şi Carmichael)

| Compoziţia lichidului silicatic | $\overline{V}_{H_2O}$ ($cm^3$ / mol) | Domeniul presiunii (kbar) | Domeniul termic (°C) |
|---|---|---|---|
| $NaAlSi_3O_8$ | 17 - 22 | 3 - 8 | 1000 |
| $NaAlSi_3O_8$ | ~ 22 | 1 - 8 | 1000 |
| $KAlSi_3O_8$ | ~ 25 | 1 - 7 | 900 – 1340 |
| Silicat de Ca şi Al | ~ 16 | 1 - 5 | 1180 |
| $CaMgSi_2O_6$ | ~ 17 | 20 | 1240 |

Tabelul nr. 2.3. - Volumul parţial molar al $CO_2$ în diferite lichide silicatice (după Lange şi Carmichael)

| Compoziţia lichidului silicatic | $\overline{V}_{CO_2}$ ($cm^3$ / mol) | Domeniul presiunii (kbar) | Domeniul termic (°C) |
|---|---|---|---|
| $NaAlSi_3O_8$ | 34.4 | 10-30 | 1460-1620 |
| $NaAlSi_2O_6$ | 33.8 | 10-30 | 1460-1620 |
| $NaAlSiO_4$ | 32.9 | 10-30 | 1460-1620 |
| Andezite | 33.9 | 15-30 | 1450-1650 |
| Tholeite | 32.7 | 15-30 | 1450-1650 |
| Tholeite | 33.0 | 15-30 | 1450-1650 |
| Melilite olivinice | 29.3 | 15-30 | 1450-1650 |

În ciuda faptului că atât $H_2O$, cât şi $CO_2$ se pot dizolva în lichidul silicatic sub forma mai multor speciaţii şi, în ciuda faptului că aceste substanţe volatile au, în stare pură, o variaţie enormă a volumului cu temperatura şi presiunea, volumul molar al celor două substanţe în topitura silicatică este extrem de puţin variabil. Astfel, se poate considera că $\overline{V}_{H_2O}$ oscilează în jurul valorii de 20 $cm^3$ / mol, fiind destul de apropiat de volumul molar al apei lichide în stare pură. Tot astfel, $\overline{V}_{CO_2}$ oscilează în jurul valorii de 33 $cm^3$ / mol. De aceea, cunoscând procentul $H_2O$ şi $CO_2$ în lichidul magmatic, putem calcula relativ uşor efectul acestor două volatile asupra densităţii lichidului. De pildă, acceptând că $\overline{V}_{H_2O}$ = 20 $cm^3$ / mol, o creştere cu 3% $H_2O$ (procente greutate) sau 9.93% $H_2O$ (procente molare) duce la o scădere a densităţii lichidului magmatic cu 5.3%.

### 2.2.3.3. Dependenţa densităţii lichidului magmatic de temperatură şi presiune

Relaţia dintre temperatură, presiune şi densitatea lichidului magmatic este cel mai bine exprimată prin intermediul coeficientului de dilatare, $\alpha$, şi al celui de compresibilitate, $\beta$. Expansiunea termică (dilatarea) izobară a unui volum molar a unui component oarecare, I, este:

$$\alpha_i = \left(\frac{d\overline{V}_i}{dT}\right)_P \quad [cm^3 / grad\ mol] \ ,$$

iar compresibilitatea izotermă:

$$\beta = -\left(\frac{d\overline{V}_i}{dP}\right)_P \quad [cm^3 / bar\ mol] \ .$$

Cei doi coeficienţi ai principalilor oxizi nevolatili sunt redaţi în tabelul nr. 2.4.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Tabelul nr. 2.4.** - Volumul parţial molar, compresibilitatea şi expansiunea termică a oxizilor din topitura magmatică (după Large şi Carmichael)

| OXIZII | $V_i$ $cm^3$ / mol | $\alpha_i$ $10^{-3}$ $cm^3$ / mol·K | $\beta_i$ $10^{-4}$ $cm^3$ / mol·bar |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 26.90 ± 0.06 | 0.00 ± 0.50 | -1.89 ± 0.02 |
| $TiO_2$ | 23.16 ± 0.26 | 7.24 ± 0.46 | -2.31 ± 0.06 |
| $Al_2O_3$ | 37.11 ± 0.18 | 2.62 ± 0.17 | -2.26 ± 0.09 |
| $Fe_2O_3$ | 42.23 ± 0.28 | 9.09 ± 3.49 | -2.53 ± 0.09 |
| FeO | 13.65 ± 0.15 | 2.92 ± 1.62 | -0.45 ± 0.03 |
| MgO | 11.45 ± 0.13 | 2.62 ± 0.61 | 0.27 ± 0.07 |
| CaO | 16.57 ± 0.09 | 2.92 ± 0.58 | 0.34 ± 0.05 |
| $Na_2O$ | 28.78 ± 0.10 | 7.41 ± 0.58 | -2.40 ± 0.05 |
| $K_2O$ | 45.84± 0.17 | 11.91 ± 0.89 | -6.75 ± 0.14 |
| $Li_2O$ | 16.85 ± .015 | 5.25 ± 0.81 | -1.02 ± 0.06 |
| $Na_2O$-$Al_2O_3$ | ----- | ----- | 10.18 ± 0.50 |

Cu excepţia silicei, ceilalţi oxizi au coeficienţi de dilatare suficient de mari pentru a atrage după sine o scădere sensibilă a densităţii lichidelor cu temperatura. Astfel, pentru o topitură de compoziţia unui andezit, în intervalul termic cuprins între 1000°C şi 1400°C densitatea scade de la 2.40 g / $cm^3$ la 2.36 g / $cm^3$ , iar pentru o topitură tholeitică, în acelaşi interval termic, scade de la 2.71 g / $cm^3$ la circa 2.63 g / $cm^3$ .

Coeficienţii $\beta_i$ par să fie relativ mici faţă de coeficienţii $\alpha_i$. Totuşi, ei se bucură de un interes mult mai mare, deoarece variaţiile de presiune, exprimate în bari, pe care le poate suferi o magmă, sunt de sute ori mai mari decât variaţiile termice, exprimate în grade. Cu alte cuvinte, efectul presiunii asupra densităţii poate fi mai mare decât cel al temperaturii. De mare interes este observaţia că, la presiuni mici, compresibilitatea componentului în stare lichidă este mai mare decât cea a componentului în stare solidă.

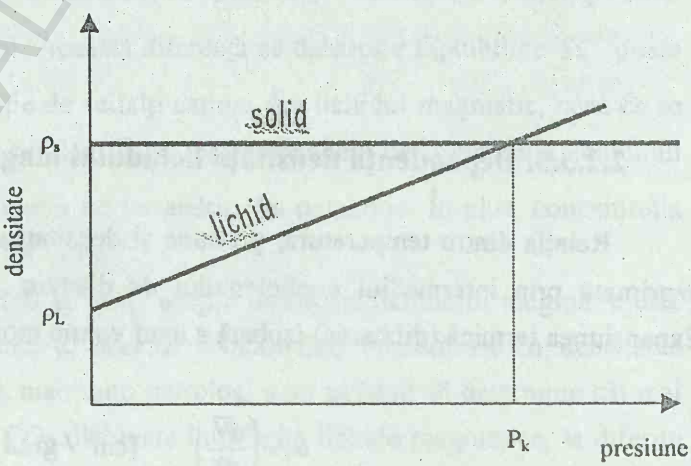



**Fig. 2.7.** – Densitatea funcţie de presiune (admiţând că $\beta_L$ / $\beta_s$ = constant) a unei substanţe aflată în două stări (lichidă şi solidă).

Dacă această diferenţă ar rămâne valabilă pentru orice presiune, ar însemna că, pe măsură ce creşte presiunea, contrastul de densitate dintre lichid şi solid să se micşoreze, devenind zero la o anumită presiune, $P_k$ , după care raportul de densităţi să se inverseze (fig. 2.7.).

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Această eventualitate pare să fie confirmată de unele date experimentale întreprinse de Stopler et. al. (1981), care a urmărit variaţia densităţii lichidului bazaltic începând de la presiunea de 1 atm până la 30 kbar, comparativ cu unele minerale solide (fig. 2.8.).

În raport cu piroxenii şi olivina, creşterea densităţii lichidului bazaltic este mult mai rapidă, ceea ce permite să se estimeze că, la circa 50 - 60 kbar diferenţa de densitate dintre topitura magmatică bazaltică şi roca solidă echivalentă este, practic, anulată.

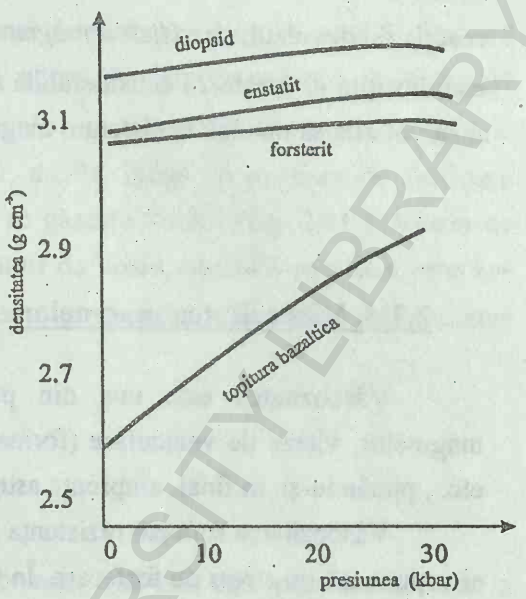



Fig. 2.8. – Variaţia densităţii topiturii bazaltice şi a câtorva minerale mafice funcţie de presiune (după Stopler et. al., 1981).

### 2.2.3.4. Densitatea globală a magmei

La magmele polifazice densitatea globală a magmei ($\rho_M$) este controlată de densitatea fazelor componente: faza lichid-magmatică, fazele solide (cristaline) aflate în suspensie, precum şi fazele volatile apărute în procesul de devolatilizare. Densitatea mineralelor solide este, în general, bine cunoscută, fiind puţin influenţată de temperatură şi presiune. În schimb, densitatea gazelor volatile este puternic influenţată atât de presiune, cât şi de temperatură. La presiuni foarte mici, sub 1kbar, fluidul volatil se comportă ca un gaz ideal şi are volumul molar:

$$V = \frac{RT}{P}$$

Fiind acelaşi pentru orice fluid, indiferent de compoziţie, el este de mii de ori mai mare decât volumul molar al componenţilor nevolatili. De aceea, un mic procent de greutate de faze volatile într-o magmă determină o scădere drastică a densităţii magmei.

La presiuni mari, volumul molar se micşorează şi este estimat cu ajutorul unor ecuaţii empirice mai complicate. Cu ajutorul acestor ecuaţii se pot construi grafice cu izocore ale diferitelor substanţe volatile pe intervale oricât de largi de temperatură şi presiune, specifice fiecărei substanţe volatile (vezi fig. 3.79.). Densităţile pot fi astfel citite direct pe grafic, fără să mai fie nevoie de calcule. Ceea ce trebuie reţinut este faptul că substanţa volatilă, separată ca fază independentă, la presiuni mici şi medii (de până la 10 kbar), are un volum molar mult mai mare decât în stare dizolvată. De aceea, trecerea magmei monofazice în magmă polifazică, prin

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

reacţia de devolatilizare (*lichid magmatic* → *lichid magmatic* + *fază volatilă* sau $^{L}[O]^{1} \rightarrow {}^{L}[O]^{2}$) este însoţită de creşterea considerabilă a volumului molar al sistemului magmatic (cu condiţia ca faza volatilă să rămână în sistemul magmatic sub forma unei "spume" magmatice).

## 2.2.4. Vâscozitatea magmelor

Vâscozitatea este una din proprietăţile care influenţează considerabil mobilitatea magmelor, viteza de veziculare (formare a veziculelor), de nucleere şi de creştere a cristalelor etc. , punându-şi, în final, amprenta asupra structurii rocilor magmatice.

Vâscozitatea reflectă rezistenţa internă pe care o opune substanţa la curgere, dacă asupra ei acţionează un stress de forfecare. În fluidele omogene această rezistenţă este cauzată în ultimă instanţă de coeziunea moleculară sau ionică, dar în magme ea este complicată de prezenţa cristalelor (faza solidă) şi de bulele gazoase.

Unele fluide, cum ar fi aerul şi apa, curg chiar sub influenţa unui stress de forfecare infinit de mic, acestea fiind fluidele Newtoniene. Aici relaţia dintre stress-ul de forfecare şi viteza de deformare este liniară (fig. 2.9.). Doar câteva magme, aflate la temperaturi extrem de mari, se comportă ca fluide Newtoniene. Cele mai multe se comportă ca nişte substanţe pseudoplastice (substanţe non-Newtoniene) sau ca substanţe de tip Bingham, acestea din urmă fiind acelea la care dependenţa dintre stress-ul de forfecare şi viteza de deformare se evidenţiază abia după depăşirea unei tensiuni de cedare, $\sigma_c$ , (fig. 2.9.).

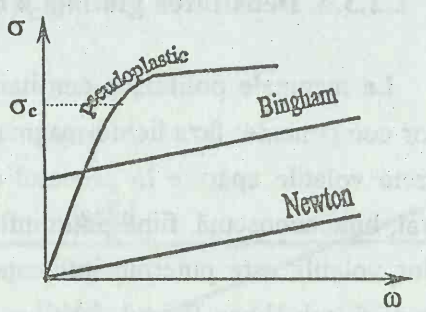



**Fig. 2.9.** – Relaţia σ - ω la tipurile fundamentale de fluide.

Cantitativ, vâscozitatea se defineşte ca un raport între stress-ul de forfecare şi viteza de deformare:

$$\upsilon = \frac{\sigma}{\frac{d\omega}{dt}} .$$

Deformarea, ω, poate fi concretizată în diferite moduri. De pildă, dacă substanţa care se deformează are forma iniţială de cub, intensitatea deformării poate fi exprimată prin unghiul α de

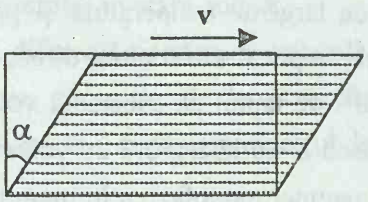



**Fig. 2.10.** – Deformarea unui cub de referinţă printr-o curgere de forfecare.

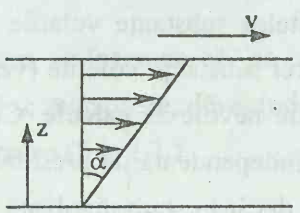



**Fig. 2.11.** – Curgerea de forfecare între plane paralele.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

înclinare a uneia dintre feţele cubului, ca rezultat al forţei de forfecare dispusă paralel cu o altă faţă perpendiculară pe prima (fig. 2.10.). În acest caz, viteza de deformare poate fi exprimată prin $d\alpha/dt = d\omega/dt$. Pentru fluide nu este practic să se măsoare viteza $d\omega/dt$ ; este cu mult mai folositor să se măsoare gradientul vertical al vitezelor, $d\omega/dz$, indus de stress-ul de forfecare aplicat pe una din cele două plăci paralele, între care se găseşte fluidul (fig. 2.11.). Viteza de deplasare, în direcţia stress-ului de forfecare a unei pături de lichid, paralelă cu placa, este $v = dx/dt$, iar gradientul vertical de viteză, $dv/dz$, este măsura unghiului $\alpha$. De aceea, vâscozitatea fluidului poate fi scrisă ca:

$$\upsilon = \frac{\sigma}{\frac{dv}{dz}} .$$

Aceasta este valabilă doar pentru fluidele Newtoniene, însă este utilă pentru a concretiza unităţile de măsură ale vâscozităţii, căci stress-ul este exprimat în $N/m^2$ ($1\ N \cdot m^{-2} = 10$ dyne $cm^{-2}$), iar viteza de deformare, fiind exprimată în gradientul $dv/dz$, are ca unitate $1/s = s^{-1}$. Unitatea de măsură a vâscozităţii poate fi $s/cm^2 = 1$ Pa·s, iar $10^{-1}$ Pa·s = 1 poise, aceasta din urmă fiind unitatea de măsură consacrată a vâscozităţii. În unele probleme de petrologie este, însă, mai comod să exprimăm forţa în $g \cdot cm \cdot s^{-2}$, iar în acest caz, vâscozitatea va fi exprimată în g/s·cm. Astfel $1N \cdot s/m^2 = 1$decapoise = 10 g/s·cm.

Magmele naturale, de regulă, au o comportare reologică pseudoplastică datorită prezenţei cristalelor disperse, a bulelor gazoase etc. şi, deci, vâscozitatea lor descreşte cu creşterea vitezei de deformare. Determinările vâscozităţii efectuate direct pe unele lave tholeitice (din insulele Hawai), precum şi pe lava vulcanului Etna, confirmă comportamentul pseudoplastic al acestora; mai mult chiar, ele par să aibă şi unele similitudini cu substanţele de tip Bingham, căci multe lave curg abia după ce se depăşeşte un anumit stress de forfecare. Nu toţi factorii care controlează vâscozitatea acestor magme naturale sunt bine studiaţi şi de aceea este greu să se dea o formulă pentru determinarea vâscozităţii oricărei magme concrete. Dintre aceşti factori care controlează într-un fel sau altul vâscozitatea magmelor, de certă importanţă sunt: temperatura, presiunea, conţinutul de substanţe volatile dizolvate, compoziţia chimică a topiturii, proporţia fazei solide în magmă şi proporţia de bule gazoase.

Temperatura şi vâscozitatea, pentru multe lichide, sunt legate prin ecuaţia lui Arhenius:

$$\upsilon = A_\upsilon e^{\frac{E_\upsilon}{RT}} ,$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde $E_\sigma$ este energia de activare per mol (fiind aproximativ egală cu energia de sublimare), $A_\sigma$ şi R sunt constante, iar T este temperatura absolută. Descreşterea exponenţială a vâscozităţii cu temperatura, prevăzută de ecuaţia lui Arhenius, a fost verificată experimental pe topiturile de silicaţi şi este ilustrată în figura 2.12.

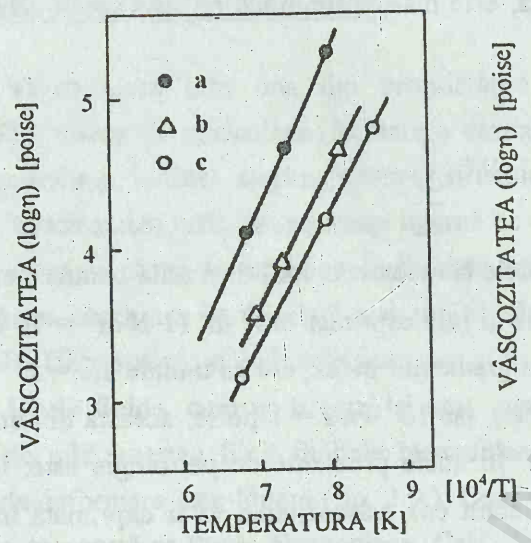



Fig. 2.12. – Dependenţa vâscozităţii de temperatură (după E.S.Persikov).
[(a) sistemul nefelin sientit – $H_2O$, cu $X_{H_2O}$ = 1.65%;
(b) sistemul nefelin sientit – $H_2O$, cu $X_{H_2O}$ = 5.2%;
(c) sistemul granit – $H_2O$, cu $X_{H_2O}$ = 5.2%.]

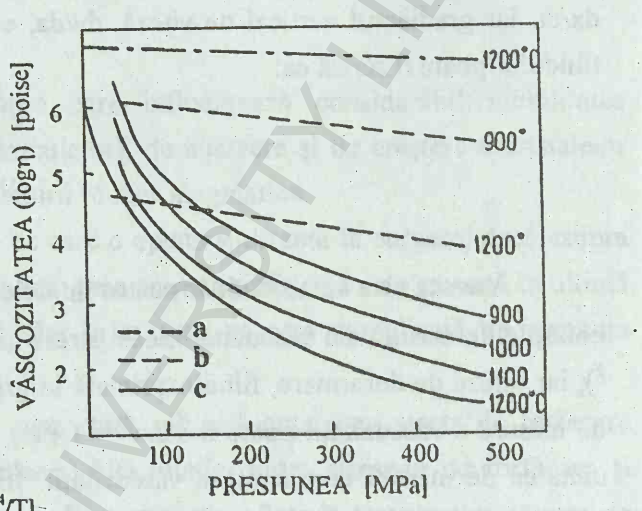



Fig. 2.13. – Variaţia vâscozităţii cu presiunea (după E.S. Persikov)
[(a) $P_{H_2O} = 0$; (b) $P_{H_2O} < P_{totală}$;
(c) $P_{H_2O} = P_{totală}$. $P_{H_2O}$ ]

Presiunea. Mai multe experimente efectuate la temperaturi supraliquidus pe topituri sintetice, la presiuni înalte, au arătat o scădere a vâscozităţii cu presiunea (fig. 2.13.). În plus, s-a putut constata că viteza de scădere a vâscozităţii cu presiunea diferă de la o topitură la alta; de pildă, este mai mare la magma andezitică decât la cea bazaltică.

Conţinutul de volatile. Apa dizolvată în topiturile magmatice determină scăderea vâscozităţii, împiedicând polimerizarea tetraedrilor [$SiO_4$], prin distrugerea legăturilor Si-O-Si.

La temperatură constantă, o creştere a conţinutului de apă determină o micşorare accentuată a vâscozităţii şi, de asemenea, o descreştere a energiei de activare, $E_\sigma$, a curgerii vâscoase. Valoarea energiei ($E_\sigma$) pentru un obsidian, cu mai puţin de 0.1 procente de apă, este de 122 kcal/mol –foarte apropiată de cea a lichidului anhidru de $SiO_2$ pur, egală cu 123 kcal/mol. Prin creşterea conţinutului de apă, $E_\sigma$ scade până la 43 kcal/mol la obsidianul cu 4.3 %, după care pare a se menţine constantă.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Diversele valori ale vâscozităţii magmei acide saturate în apă, funcţie de temperatură şi conţinutul de apă, sunt arătate în figura 2.14. De remarcat însă că, efectul apei asupra vâscozităţii este mult mai puternic la magmele acide decât la cele bazice, pentru că la magmele acide apa rupe mai multe legături Si-O.

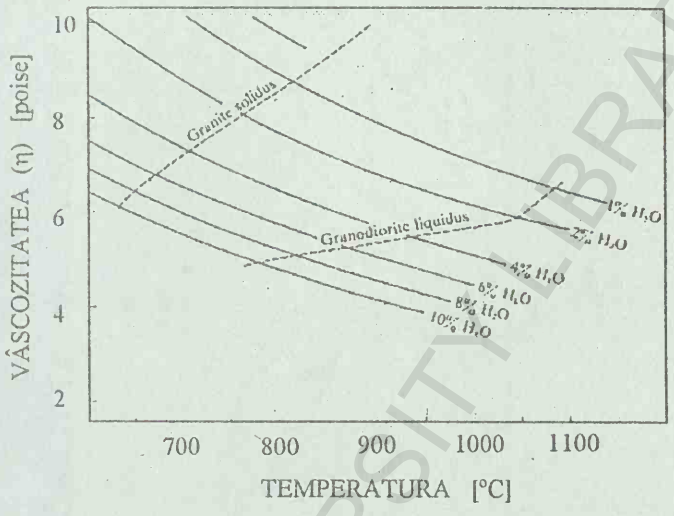



Fig. 2.14. – Vâscozitatea magmei acide saturate în apă funcţie de temperatură.
( după H.R. Shaw, 1965)

Compoziţia magmei este, de asemenea, un factor de control al vâscozităţii. Este de mult cunoscut că magmele bazice curg mai uşor decât cele acide, chiar la aceeaşi temperatură şi cu acelaşi conţinut de substanţe volatile. Conţinutul de silice contribuie la vâscozitatea magmei deoarece legăturile Si-O sunt cele mai tari legături cation - anion din magmă. Chiar la temperaturi supraliquidus magma mai păstrează legături de tip reticular, care se opun curgerii. Evident, în primul rând există legături Si-O, formând unităţi structurale de tipul $[SiO_4]^{4-}$ (monomer), $[Si_2O_7]^{6-}$ (dimer), $[Si_2O_6]^{4-}$ (lanţ), $[Si_2O_5]^{2-}$ (foi) şi unităţi tridimensionale, cum ar fi $[Si_4O_8]^0$ sau $[Si_3AlO_8]^{1-}$. Gradul de polimerizare creşte cu aciditatea magmei (la T = constant), influenţând astfel direct vâscozitatea. Magmele bogate în alcalii (peralcaline), cu conţinut relativ ridicat de $Na^+$ şi $K^+$, au o vâscozitate relativ mică, căci aceşti cationi împiedică polimerizarea tetraedrilor $SiO_4$. Acelaşi efect îl au concentraţiile relativ mari ale cationilor $Mg^{2+}$, $Ca^{2+}$, $Fe^{2+}$ etc. în magmele bazice. Unii componenţi minori, cum ar fi $P_2O_5$, au totuşi efect contrar asupra vâscozităţii, influenţând pozitiv asupra polimerizării tetraedrilor $SiO_4$.

Prezenţa cristalelor suspendate în magmă determină o creştere a vâscozităţii, conform relaţiei:

$$\upsilon = \upsilon^{\circ}(1 - r\phi)^{-2.5} \quad ,$$

în care: $\upsilon$ este vâscozitatea efectivă a lichidului; $\phi$ este volumul relativ în fracţia solidă suspendată; $\upsilon^{\circ}$ este vâscozitatea lichidului fără suspensii; r este o constantă adimensională, aproximativ egală cu 1.67. Nu totdeauna, însă, vâscozitatea calculată pe baza ecuaţiei de mai sus concordă cu cea reală, diferenţele fiind cu atât mai accentuate cu cât dimensiunile cristalelor dispersate sunt mai mari.

Bulele gazoase prezente în magmă influenţează, de asemenea, vâscozitatea. Aici este importantă nu numai proporţia bulelor (gradul de veziculare), dar şi distribuţia şi dimensiunea medie a acestora în faza fluidă, diminuând astfel vâscozitatea globală a magmei.

BCUIASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 3

## ~ *Procese magmatice* ~

3.1. Mişcarea mecanică a magmelor
3.2. Difuzia în lichidul magmatic
3.3. Cristalizarea lichidelor magmatice
3.4. Licuaţia magmelor
3.5. Amestecul magmelor
3.6. Asimilarea magmatică
3.7. Devolatilizarea

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 3. PROCESE MAGMATICE

## 3.1. MIŞCAREA MECANICĂ A MAGMELOR

### 3.1.1. Condiţia mişcării mecanice

Deplasarea masei magmatice dintr-un loc în altul, pe o direcţie oarecare, este posibilă numai dacă pe acea direcţie există un gradient de potenţial mecanic. Potenţialul mecanic ($\phi$) are caracteristicile unei energii libere, fiind o parte din energia liberă a unităţii de masă (Ramberg, 1955). Sensul mişcării mecanice este dinspre punctele cu potenţiale mecanice mai mari spre cele cu potenţiale mecanice mai mici, iar tendinţa generală a mişcării este de a micşora energia liberă a sistemului şi de anulare a diferenţelor de potenţial.

În câmpul gravitaţional, potenţialul mecanic al unui sistem mineral fluid de masă m şi volum V este:

$$\phi = \frac{PV}{m} + \frac{V(\rho_2 - \rho_1)gz}{m} \quad ,$$

unde P = presiunea, $\rho_2$ = densitatea mediului vicinal, $\rho_1$ = densitatea sistemului fluid, g = acceleraţia gravitaţională, z = poziţia în câmpul gravitaţional al centrului de masă al sistemului, raportată la centrul planetei (înălţimea la care se află sistemul).

Pe un interval de înălţime $\Delta z$, de ordinul de mărime al înălţimii unui corp magmatic, putem considera că g = constant, de unde rezultă că singurele variabile care pot modifica potenţialul mecanic sunt P, V şi z. Pe o direcţie oarecare din spaţiul gravitaţional, variaţia totală a potenţialului mecanic este, deci, următoarea:

$$d\phi = \overline{V}\partial P + P\partial\overline{V} + \overline{V}(\rho_2 - \rho_1)g\partial z \quad ,$$

unde $\overline{V}$ = volumul unităţii de masă (volum specific).

În planul orizontal, pe o direcţie oarecare, y, gradienţii de potenţial sunt daţi exclusiv de variaţia presiunii şi volumului specific pe aceea direcţie:

$$\left(\frac{d\phi}{dy}\right)_z = \overline{V}\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_{z,\overline{V}} + P\left(\frac{\partial\overline{V}}{\partial y}\right)_{z,\overline{P}} \quad .$$

BCU ASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La volum specific constant:

$$\left(\frac{d\phi}{dy}\right)_z = \overline{V}\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_{z,\overline{V}},$$

ceea ce înseamnă că potenţialul mecanic creşte pe direcţia orizontală y, în sensul în care creşte presiunea şi, deci, fluidul tinde să se deplaseze dinspre punctele cu presiune mai mare spre cele cu presiune mai mică. Fenomenul acesta este foarte bine cunoscut în cazul deplasării fluidelor în plan orizontal în condiţii izoterme.

La presiune constantă:

$$\left(\frac{d\phi}{dy}\right)_z = P\left(\frac{\partial \overline{V}}{\partial y}\right)_{z,P}.$$

Rezultă deci, că, în condiţiile izobare, potenţialul mecanic creşte în sensul în care creşte volumul specific al fluidului. În sistemele fluide omogene compoziţional, indiferent de ordinul omogenităţii, creşterea izobară a volumului specific (scăderea densităţii) este cauzată de creşterea temperaturii. Cu alte cuvinte, gradienţii orizontali ai densităţii sunt cauzaţi exclusiv de gradienţii termici, dacă compoziţia fluidului rămâne constantă şi omogenă. De aceea, dacă în planul orizontal există gradienţi termici, la presiune constantă, masa fluidului tinde să se mişte dinspre punctele cu temperatură mai ridicată spre cele cu temperatură mai scăzută. Tendinţa deplasării este direct proporţională cu coeficientul de dilatare termică al fluidului.

Deplasarea pe verticală a fluidului magmatic este posibilă numai dacă pe verticala locului apar gradienţi de potenţial mecanic, aceştia din urmă putând fi determinaţi de diferenţa de densitate între punctul considerat şi punctele vecine pe aceeaşi verticală ($\rho_2 - \rho_1$) sau de variaţiile pe verticală a presiunii nehidrostatice (P`):

$$\left(\frac{d\phi}{dz}\right) = (\rho_2 - \rho_1)g + \overline{V}\left(\frac{\partial P`}{\partial z}\right)_{\overline{V}}.$$

[Subliniem încă o dată diferenţa dintre presiunea hidrostatică, $P_h$ şi cea nehidrostatică, P`. Presiunea magmei, P, este o sumă a celor două tipuri de presiuni: $P = P_h + P`$. În orice magmă presiunea hidrostatică este funcţie de adâncime şi este firesc să existe gradienţi verticali ai presiunii hidrostatice. Dacă în camera magmatică există doar gradienţi ai presiunii hidrostatice, aceştia nu influenţează potenţialul mecanic. Numai presiunea nehidrostatică, P`, cauzată de presiunea volatilelor, poate genera, pe verticală, gradienţi de potenţial mecanic.]

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 3.1.2. Mişcarea convectivă a magmei

În orice corp magmatic, de dimensiuni relativ mari, se poate instala o mişcare convectivă cu circuit închis (fig. 3.1.).

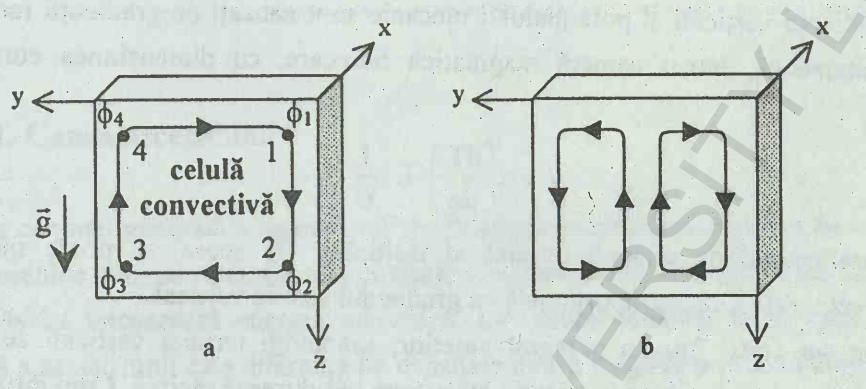



**Fig. 3.1.** – Mişcarea de convecţie într-o cameră magmatică: (a) celula convectivă cu două ramuri verticale şi două orizontale. [$z_2 - z_1$ = amplitudinea pe verticală a celulei; $\phi_1$ , $\phi_2$ , $\phi_3$ , $\phi_4$ = potenţialele mecanice la coordonatele $z_1$ şi $z_2$ ($\phi_1 > \phi_2$ şi $\phi_3 > \phi_4$)]; (b) Pereche de două celule convective.

Convecţia este o mişcare a masei magmatice indusă de perturbaţiile de densitate, iar aceasta din urmă, la rândul ei, fiind cauzată de instalarea unor gradienţi termici verticali. Gradienţii termici verticali perturbă echilibrul hidrostatic, dacă temperaturile cresc cu adâncimea după un gradient termic diferit de cel adiabatic. La temperaturi mai ridicate, fluidul magmatic suferă o dilatare suplimentară faţă de cea cerută de echilibrul hidrostatic, crescând astfel potenţialul mecanic. Se realizează un dezechilibru gravitaţional care face ca masa mai caldă să se mişte în sus, iar cea mai rece în jos. Singura formă de mişcare care poate asigura mişcarea simultană a celor două mase de sensuri opuse, este mişcarea de tip convectiv, în circuitul oferit de una sau mai multe celule convective. Într-o celulă convectivă, aşa cum se vede în figura de mai sus, există patru ramuri: două orizontale şi două verticale. Cele din urmă constituie propriu-zis forţa motrică a convecţiei, deoarece parcurg cele mai mari diferenţe de potenţial mecanic (respectiv între $\phi_3$ şi $\phi_4$ pe ramura ascendentă şi între $\phi_1$ şi $\phi_2$ pe ramura descendentă). Tendinţa curentului convectiv este de a readuce fluidul la starea de echilibru gravitaţional, adică de a rearanja stratele de fluid în aşa fel ca cele cu densitate mai mică să fie în orice punct peste stratele cu densitate mai mare. De aceea, dacă factorul perturbator se menţine pe o durată mai mare decât perioada convecţiei (timpul necesar unui circuit complet), atunci mişcarea convectivă poate să dureze mai mult decât o singură perioadă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În magma omogenă, viteza mişcării convective, υ, este controlată de gradientul pe verticală al potenţialului mecanic, de vâscozitatea globală a magmei (υ) şi de dimensiunile liniare (L) ale magmei:

$$v = \left(\frac{d\phi}{dz}\right) \cdot L \cdot \frac{1}{\upsilon} \quad .$$

Cum gradienţii verticali ai potenţialului mecanic sunt cauzaţi de gradienţii termici verticali, se mai poate spune că, într-o cameră magmatică oarecare, cu dimensiunea constantă, viteza convecţiei va fi:

$$v = \alpha\left(\frac{dT}{dz}\right) \cdot L \cdot \frac{1}{\upsilon} \quad ,$$

unde α este coeficientul de dilatare termică al fluidului. De aceea, se poate spune că viteza curentului convectiv este direct proporţională cu gradientul termic vertical.

Aşa cum s-a arătat într-un paragraf anterior, gradienţii termici verticali se instalează pe timpul răcirii camerei magmatice şi se menţin atâta timp cât durează răcirea. Cum durata răcirii este, în general, direct proporţională cu dimensiunea camerei magmatice, se poate spune cu certitudine că toate camerele magmatice de dimensiuni mari, de ordinul a minimum zecilor de metri, au intrat într-o mişcare convectivă pe tot timpul răcirii.

Efectele mişcării convective asupra sistemului magmatic sunt numeroase şi, la momentul potrivit, unele dintre acestea vor fi luate în discuţie mai în detaliu. Precizăm doar că mişcarea pe ramura ascendentă poate fi o cauză a devolatilizării parţiale, iar convecţia, în ansamblul ei, se opune tendinţei de diferenţiere gravitaţională a cristalelor în camerele magmatice.

### 3.1.3. Ascensiunea magmelor

Exceptând magmele formate prin impact meteoritic, toate magmele care au ajuns la suprafaţa planetei s-au format la mari adâncimi, uneori de peste 100 km. De la locul de formare şi până la suprafaţă, ele au străpuns orizonturile solide ale crustei şi mantalei terestre, proces denumit "intruziune magmatică". Magmele aflate chiar la locul de formare, prin procesele de topire, sunt considerate "autohtone", pe când cele deplasate de la locul original sunt considerate "alohtone". Magmele "intrusive" sunt magmele alohtone care n-au ajuns încă la suprafaţa litosferei, pe când "lavele" sunt magme alohtone ajunse la suprafaţă. Locul unde magma ajunge la suprafaţă este, îndeobşte, numit "vulcan", iar procesul în sine de ieşire la suprafaţă a lavei, este cunoscut ca "erupţie vulcanică". Erupţia poate fi subaeriană sau subacvatică, iar după forma de manifestare, poate fi explozivă sau lentă. Lavele provenite prin erupţii lente pot fi antrenate în curgeri gravitaţionale,

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

supunându-se legilor generale ale curgerii oricărui fluid. Curgerea lavelor, precum şi celelalte fenomene care însoţesc erupţia vulcanică, nu vor fi abordate aici, dat fiind faptul că ele constituie un obiect special de studiu al Vulcanologiei, disciplină desprinsă de mai multe decenii din sânul Petrologiei. În acest paragraf ne propunem să abordăm doar trei aspecte: cauza ascensiunii, mecanismul şi viteza ascensiunii.

### 3.1.3.1. Cauza ascensiunii

Cauza cea mai generală a ascensiunii magmatice este tendinţa magmei de a obţine stările cu potenţiale mecanice cât mai mici. Cu alte cuvinte, o magmă ascensionează numai dacă, pe parcursul ascensiunii, ea îşi micşorează energia mecanică. La volum constant şi în lipsa fazelor volatile, singura cauză a ascensiunii este diferenţa de densitate dintre magmă şi mediul ambiant, ascensiunea fiind posibilă doar dacă densitatea, $\rho_1$, a magmei este mai mică decât densitatea mediului, $\rho_2$. Forţa motrică a ascensiunii, $F_a$, în acest caz, este o forţă pur arhimedică, fiind proporţională cu volumul magmei, $V_M$:

$$F_a = V_M(\rho_2 - \rho_1)g \quad .$$

Admiţând că forma corpului magmatic este o sferă cu raza r, avem:

$$dF_a = 4\pi r^2(\rho_2 - \rho_1)g \quad ,$$

ceea ce înseamnă că forţa de ascensiune creşte cu pătratul razei corpului magmatic şi devine nulă când $\rho_2 - \rho_1 = 0$.

Pământul se află în echilibru gravitaţional numai dacă în orice loc densitatea materiei creşte cu adâncimea şi într-o astfel de stare, planeta poate fi concepută ca fiind formată dintr-o infinitate de orizonturi paralele din ce în ce mai dense, pe măsură ce ne deplasăm spre interior. Când unul din aceste orizonturi suferă o transformare astfel încât densitatea lui să scadă sub densitatea orizontului imediat superior, se realizează aşa numita "inversiune barotropă". Urmarea imediată este generarea forţei ascensionale a materiei în acel orizont. Formarea magmelor în orizonturile profunde prin topirea materiei solide preexistente, generează, indiscutabil, astfel de inversii barotropice, dat fiind faptul că densitatea lichidelor magmatice este mai mică decât densitatea rocilor solide din care provin. În consecinţă, magma tinde să-şi părăsească orizontul în care s-a format şi să ocupe o poziţie la un nivel superior, cerută de echilibrul gravitaţional (fig. 3.2.).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

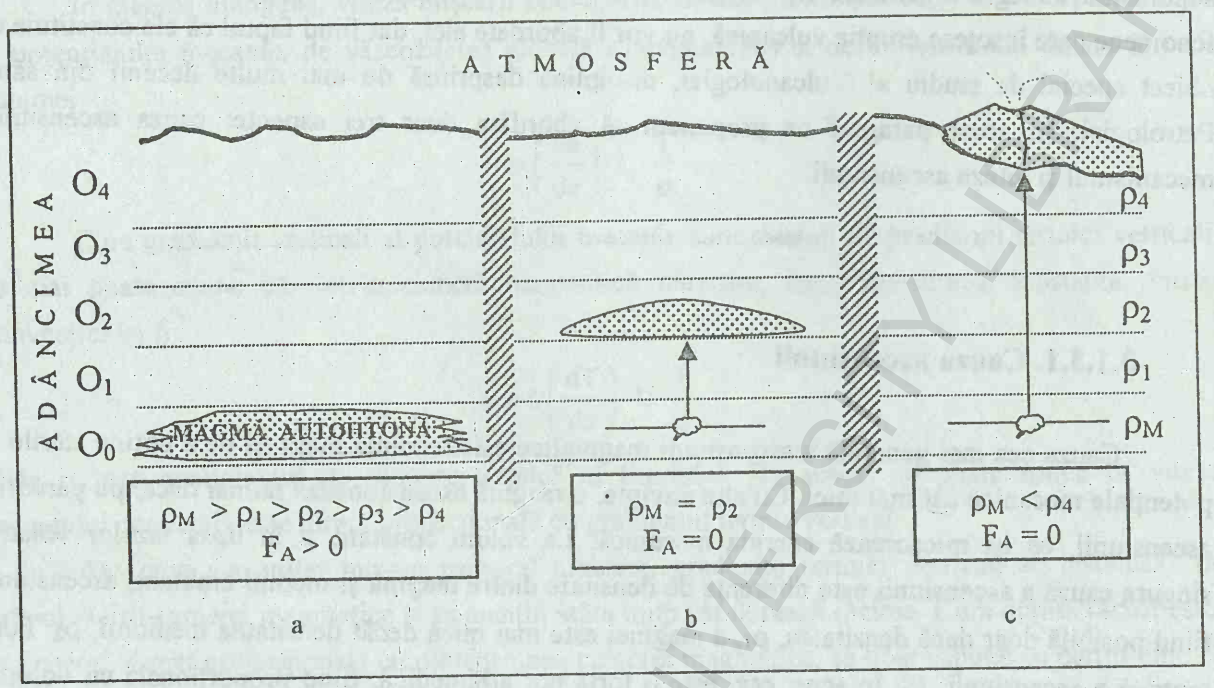



**Fig. 3.2.** – Înălţimea maxim posibilă de ascensiune a magmelor, impusă de forţa ascensională, $F_a$. ($O_0$ = orizontul în care s-a generat magma; $O_1$, $O_2$, $O_3$, $O_4$ = orizonturi superioare, cu densităţile corespunzătoare $\rho_1$, $\rho_2$, $\rho_3$, $\rho_4$; $\rho_M$ = densitatea magmei).

a. stare de dezechilibru gravitaţional;
b. corp intrusiv echilibrat gravitaţional;
c. lavă echilibrată gravitaţional.

Teoretic, forţei ascensionale i se opune o altă forţă pe care o putem denumi forţă de rezistenţă la deplasare($F_r$). În momentul de faţă, nu cunoaştem precis natura forţei $F_r$, dar este aproape sigur că ea depinde de proprietăţile reologice ale mediului, prin care se realizează ascensiunea magmei, şi de intensitatea interacţiunii coezive dintre magmă şi mediu. Dacă $F_r$ are o natură pur coezivă – cazul cel mai simplu cu putinţă – atunci această forţă trebuie să fie controlată de suprafaţa corpului printr-o relaţie de forma:

$$F_r = f_r A \quad ,$$

unde $f_r$ este forţa coezivă pe unitatea de interfaţă dintre mediu şi corpul magmatic. Pentru un corp magmatic sferic, variaţia cu suprafaţa (interfaţa) a forţei de rezistenţă va fi:

$$dF_r = 8\pi r$$

Cu alte cuvinte, atât $F_A$, cât şi $F_r$ cresc cu raza (dimensiunea) corpului magmatic, numai că prima creşte mai repede. Consecinţa este că sub anumite dimensiuni, corpul magmatic are $F_a < F_r$ şi, deci, nu poate ascensiona.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.1.3.2. Ascensiunea pe canale verticale deschise în roci mai puţin dense decât magma

Forţa arhimedică permite ascensiunea magmelor doar până la orizonturi unde se asigură egalitatea $\rho_2 = \rho_1$. La acest orizont, magma se poate acumula, formând un bazin magmatic alohton.

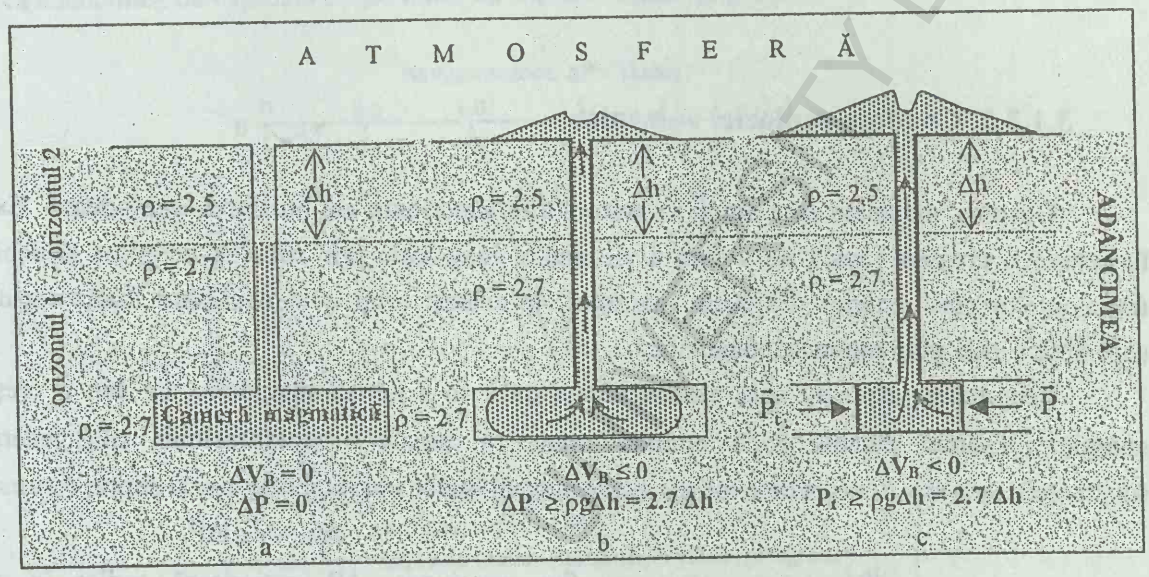



**Fig. 3.3.** – Ascensiunea magmei pe canale deschise, în orizonturile casante ale crustei:
- a. ascensiunea maxim posibilă în cazul lipsei de suprapresiune – cazul echilibrului hidrostatic;
- b. ascensiunea provocată de existenţa unei suprapresiuni $\Delta P$ mai mare decât presiunea de coloană $\rho g \Delta h$;
- c. ascensiunea determinată de contracţia bazinului magmatic, prin deplasarea convergentă a pereţilor laterali.

$\Delta V_B = V_{final} - V_{iniţial}$ = variaţia de volum a bazinului magmatic;
$P_t$ = presiunea tectonică exercitată pe pereţii mobili ai camerei magmatice;
$\Delta P$ = suprapresiunea exercitată de fazele volatile.

În orizonturile cele mai superioare ale crustei terestre, unde rocile se comportă casant, forţa de ascensiune a magmei sau alte cauze tectonice, pot cauza ruperea rocilor astfel încât să formeze în acoperişul bazinului magmatic fracturi deschise până la suprafaţa crustei. Pe astfel de fracturi deschise magmele se insinuează şi, uneori, ascensionează până la suprafaţă, chiar dacă rocile din acoperiş au densitate mai mică. Numeroasele corpuri magmatice tabulare verticale (dyke-uri), ca şi multe coşuri vulcanice, întâlnite în diferite contexte geologice, confirmă această posibilitate. Este limpede că în astfel de situaţii, forţa ascensională nu mai este de natură arhimedică. Pe o fractură verticală cu pereţi rigizi, deschisă până la suprafaţă, o magmă lipsită de suprapresiune nu se poate ridica mai sus decât îi permite echilibrul hidrostatic (fig. 3.3.a.). Singurele forţe, care pot întreţine ascensiunea, sunt suprapresiunile exercitate de fluidele volatile şi presiunile tectonice. Presiunea

tectonică este legată de mişcarea blocurilor rigide şi are efect numai dacă rezultatul final este comprimarea camerei magmatice(fig. 3.3.b.). Probabil că acest caz se produce foarte rar. Mult mai frecvent ascensiunea pe canale deschise este cauzată de procesele de devolatilizare în bazinele magmatice, care generează suprapresiuni suficient de mari pentru a învinge presiunea de coloană, care se exercită pe canalul de ascensiune (fig. 3.3.c.).

### 3.1.3.3. Condiţia exploziei vulcanice

Deseori, magmele care ajung în orizonturile superioare ale litosferei, explodează. Explozia înseamnă o creştere rapidă de volum a sistemului magmatic prin ruperea pereţilor şi depărtarea fragmentelor spre exterior. Explozia înseamnă, în acelaşi timp, şi o deplasare foarte rapidă spre suprafaţă a unei părţi din masa magmatică.

Fenomenul exploziv este posibil numai dacă în sistemul magmatic are loc o creştere a energiei mecanice dincolo de o anumită limită, ca urmare a suprapresiunii, $\Delta P$, generată de substanţele volatile. Energia de explozie este produsul dintre volumul magmei şi suprapresiune:

$$\Delta E = V_M \Delta P \quad .$$

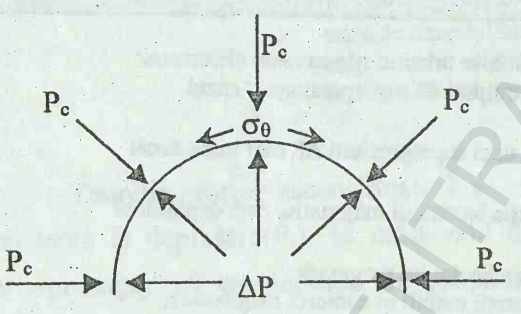



**Fig. 3.4.** – Schema distribuţiei presiunilor în şi înafara camerei magmatice, cu suprapresiunea $\Delta P$. $\sigma_\theta$ = tensiunea de "cerc"

Suprapresiunea, $\Delta P$, acţionează radiar în camera magmatică (fig. 3.4.), iar acesteia i se opune presiunea, $P_c$, a mediului exterior.

Presiunea radiară din camera magmatică determină apariţia în roca înconjurătoare a unei tensiuni de tragere, $\sigma_\theta$, paralelă la suprafaţa peretelui. Valoarea acestei tensiuni este determinată de suprapresiune şi presiunea externă:

$$\sigma_\theta = \frac{\Delta P}{2} - \frac{3}{2} P_c \quad .$$

(Tensiunea $\sigma_\theta$, în cazul unei camere sferice, este cunoscută sub numele de "tensiune de cerc"). Când tensiunea, $\sigma_\theta$, depăşeşte rezistenţa la rupere (rupere prin tragere) a mediului, are loc explozia. Suprapresiunea, $\Delta P^\circ$, la care se obţine egalitatea:

$$\sigma_\theta = R_t \quad ,$$

(unde $R_t$ = rezistenţa la rupere prin tragere a mediului), defineşte suprapresiunea de explozie. Deci:

$$\Delta P^\circ = 2R_t + 3P_c \quad .$$

Deoarece în acoperişul camerei magmatice $P_c = \rho g h$ , rezultă că adâncimea maximă la care se poate produce o explozie magmatică este:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$h_{max} = \frac{\Delta P^{o} - 2R_t}{3\rho g}$$

Prin urmare, adâncimea maximă la care este posibilă explozia este controlată de trei factori independenţi: ($\Delta P^{o}$, $R_t$ , $\rho$). Aceasta explică de ce una şi aceeaşi magmă poate exploda la adâncimi diferite. Dacă rezistenţa la rupere şi densitatea rocilor sunt considerate constante, atunci se poate spune că adâncimea de explozie creşte liniar cu suprapresiunea (fig. 3.5.).

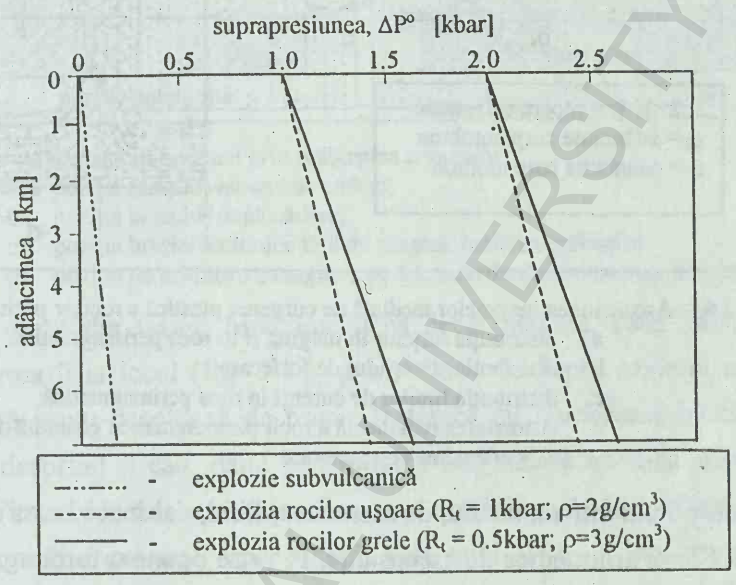



**Fig. 3.5.** – Corelaţia dintre adâncimea maximă de explozie şi suprapresiunea din camera magmatică.

### 3.1.3.4. Mecanismele ascensiunii magmelor

Explozia magmatică şi ridicarea magmelor pe fracturi deschise (falii) sunt mecanisme de ascensiune doar în orizonturile cele mai superficiale ale litosferei. La adâncimi de peste 10 km, nu se mai poate vorbi de fracturi deschise şi, probabil, nici de explozii, mai întâi pentru faptul că rocile au, mai degrabă, un comportament plastic decât casant şi, în al doilea rând, pentru faptul că presiunile mediului, crescând considerabil cu adâncimea, împiedică ruperea prin explozie.

Din punct de vedere reologic, orizonturile profunde ale crustei terestre şi, mai ales, ale mantalei, se comportă ca nişte materiale pseudoplastice (în cel mai rău caz, ca nişte materiale Bingham). De aceea, la stress-uri de forfecare de lungă durată, ele curg ca nişte fluide cu foarte mare vâscozitate (coeficienţii de vâscozitate ai rocilor din orizonturile profunde depăşesc $10^{10}$ Pa·s, fiind, probabil, de mii de ori mai mari decât cei ai magmelor foarte vâscoase).

BCU "I.C. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin urmare, la adâncimi mari de zeci şi sute de km, un corp magmatic apare faţă de mediul

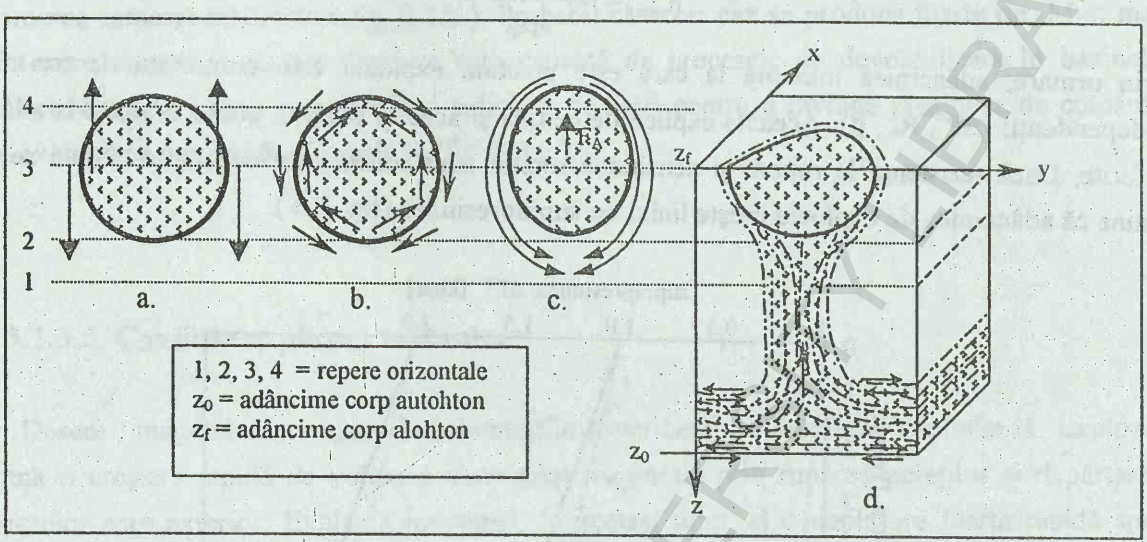



**Fig. 3.6.** – Ascensiunea magmelor mediată de curgerea plastică a rocilor perimagmatice.
a. distribuţia forţelor în magmă şi în roca perimagmatică;
b. distribuţia stress-ului de forfecare;
c. distribuţia liniilor de curenţi în roca perimagmatică;
d. şistozitatea remanentă a rocii perimagmatice generată de intruzie:
$z_0$ = adâncimea de generare

înconjurător ca un corp fluid într-un mediu, de asemenea, fluid, dar mai vâscos şi nu ca un corp fluid într-un mediu rigid. Forţei arhimedice de ascensiune, $F_a$ , i se opune o forţă egală şi de sens contrar care acţionează în materia mediului perimagmatic. Pe pereţii verticali ai corpului magmatic cele două forţe generează forţe de forfecare care obligă magma să "curgă" în sus, iar roca mediului în jos (fig. 3.6.).

Curgerea periplutonică a rocilor, pe suprafeţe mai mult sau mai puţin paralele cu pereţii camerei magmatice, perturbă structura rocilor plutonice. Cel mai probabil, rocile străpunse de intruziune devin şistoase, chiar dacă iniţial au fost izotrope. Suprafeţele de şistozitate materializează suprafeţele de curgere ale rocilor perimagmatice şi se pot conserva în timp geologic. Zona de roci şistoase, generată prin ascensiunea magmei, apare ca o coloană verticală, care se extinde între corpul magmatic alohton şi orizontul de origine (fig. 3.6.d.).

Un alt mecanism posibil este prin prăbuşirea tavanului corpurilor magmatice (fenomen descris sub numele de stopping). Acest mecanism este posibil numai dacă forţa de rezistenţă la rupere (prin tragere) a rocilor din tavan este depăşită de forţa de cădere (egală cu $F_a$ , dar de sens contrar):

$$F_t < F_c \ .$$

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

De aceea, prăbuşirea devine posibilă doar acolo unde rocile periplutonice se pot rupe uşor (au suprafeţe mici de rupere, dar mase mari sau au fost deja fracturate prin procese tectonice

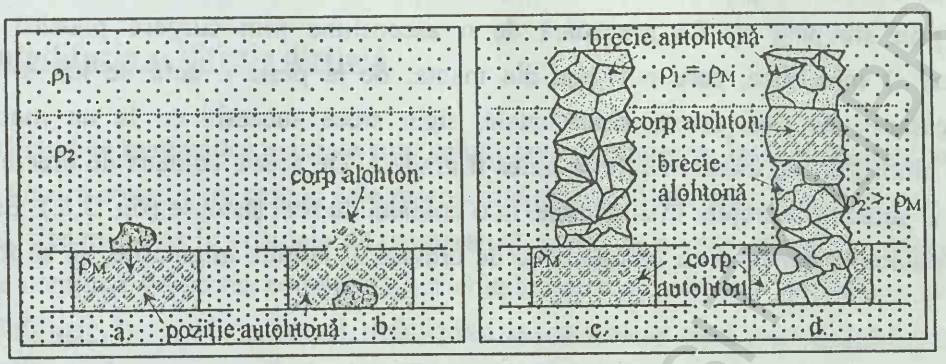



**Fig. 3.7.** – Ascensiunea magmei prin prăbuşirea tavanului.
a. poziţia blocului înainte de cădere;
b. poziţia blocului după cădere;
c. poziţia breciei tectonice faţă de magmă, înaintea prăbuşirii.
d. poziţia de echilibru a magmei, pe fractură, după ascensiunea prin stopping.

anterioare). Blocul căzut din tavan, fiind mai dens decât magma, cade până la fundul camerei magmatice, iar magma îi ia locul (fig. 3.7.a. şi b.). Dacă deasupra camerei magmatice se află o fractură materializată printr-o coloană de brecie tectonică cu numeroase blocuri mai dense decât magma, acestea se desprind şi cad, dând posibilitatea magmei să ascensioneze treptat pe fractură (fig. 3.7.c. şi d.). Viteza de cădere a blocurilor este condiţionată de mărimea şi forma acestora. Blocurile mari şi rotunjite cad mai repede decât cele mici şi cu forme complicate şi, de aceea, fragmentele foarte mici şi tabulare pot rămâne mult timp în magmă sub formă de xenolite (enclave). De aceea, prezenţa xenolitelor cu densitate mai mare decât a magmei este una din dovezile care confirmă posibilitatea ascensiunii magmei prin prăbuşirea tavanului.

Dacă o magmă ascensionează prin stopping pe distanţe mari, normal ar fi ca sub corpul magmatic să existe o coloană de brecie alohtonă care să se extindă până la orizontul de origine a

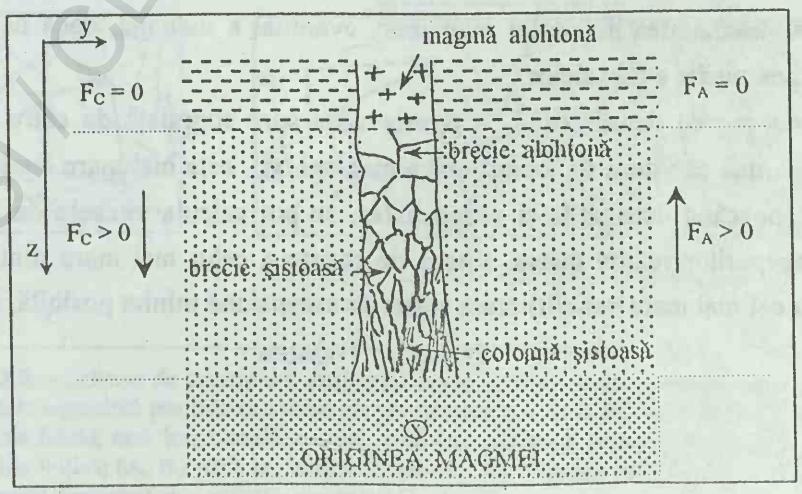



**Fig. 3.8.** – Structura unei coloane de ascensiune gravitaţională, în eventualitatea că se trece de la mecanismul de ascensiune plastic la cel casant.

magmei (fig. 3.7.d.). Spaţiile libere dintre aceste blocuri ar trebui să fie ocupate de magmă şi, de aceea, în final, brecia alohtonă va avea un ciment magmatic. Este posibil ca în multe situaţii ascensiunea prin stopping să fie precedată de o ascensiune prin curgere plastică a rocilor perimagmatice. O intruziune, care porneşte din manta, de la peste o sută de km şi ajunge în orizonturile casante ale unei cruste continentale, sigur trece succesiv de la un mecanism de ascensiune la altul, printr-o tranziţie care ar putea fi gradată. De aceea, coloana de brecie alohtonă, pe verticală, ar putea trece treptat în adâncime, la o coloană de roci şistoase (fig. 3.8.). Este posibil ca unele din sistemele minerale cu omogenitate de ordinul 3, numite migmatite, să se formeze pe această cale.

### 3.1.3.5. Viteza de ascensiune

Din date indirecte de observaţie, rezultă că magmele au ascensionat cu viteze extrem de diferite de la câţiva cm / an şi terminând cu viteze care depăşesc zeci de m/s. Sunt mai multe metode prin care s-ar putea determina viteza de ascensiune. Una dintre acestea ia în considerare viteza de cădere a corpurilor solide în mediul lichidului magmatic cu densitate cunoscută. Se pleacă de la premiza că un corp care, în condiţii statice, ar cădea cu viteza $v_c$, ar putea să-şi anuleze căderea dacă fluidul magmatic se deplasează în sens opus cu o viteză egală. Viteza de cădere a corpurilor solide mici, cum ar fi cristalele sau xenolitele de mici dimensiuni, se supune, în linii mari, legii de cădere a lui Stokes:

$$v_c = \frac{2gr^2(\rho_c - \rho_l)}{9\eta},$$

unde r = raza corpului (considerat sferic), $\rho_c$ = densitatea corpului, $\rho_l$ = densitatea lichidului magmatic, $\eta$ = vâscozitatea lichidului magmatic, eventual a magmei, dacă corpul este mai mare decât dimensiunea medie a cristalelor.

Dacă un corp cu densitatea $\rho_c > \rho_l$ este adus spre suprafaţă de către o magmă aflată în ascensiune, înseamnă că viteza de ascensiune a magmei, $v_a$, este mai mare decât viteza de cădere a corpului, $v_c$. Cunoscând densităţile şi vâscozitatea, se pot calcula vitezele de cădere pentru orice dimensiune a corpurilor relativ dense. Viteza de cădere a celui mai mare dintre corpuri (cel mai mare cristal sau cel mai mare xenolit) arată viteza de ascensiune minim posibilă, adică :

$$(v_a)_{minim} = (v_c)_{maxim}$$

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITARĂ LIBRARY

# 3.2. DIFUZIA ÎN LICHIDUL MAGMATIC

## 3.2.1. Autodifuzia şi difuzia dirijată

Toate lichidele magmatice naturale sunt soluţii polícomponente. Într-un paragraf anterior s-a menţionat că fiecare component chimic este reprezentat prin particule specifice, ioni s-au molecule. În orice lichid, dar mai ales în lichidele de temperatură înaltă, se admite că aceste particule se află într-o mişcare continuă. Mişcarea componenţilor chimici, prin intermediul particulelor individuale, este denumită difuzie, în sens larg. Totuşi, trebuie făcută o distincţie clară între autodifuzie şi difuzia dirijată (sau difuzia în sens restrâns). Autodifuzia desemnează mişcarea absolut dezordonată a particulelor chimice, specifică oricărui lichid şi oricărui gaz, indiferent dacă este monocomponent sau policomponent (fig. 3.9.a.). Prin autodifuzie, concentraţiile componenţilor în stările policomponente nu se modifică, iar viteza de mişcare a particulelor este direct proporţională cu temperatura. În procesul de autodifuzie este implicat orice component, inclusiv componenţii izotopici, cu condiţia ca temperatura să fie peste 0°K.

Difuzia dirijată se realizează exclusiv în soluţii. Ea presupune deplasarea unui anumit component din soluţia dată, într-o direcţie definită şi într-un anumit sens. Deplasarea este, evident statistică, pentru că fiecare particulă componenţială, privită separat, este implicată în mişcarea dezordonată a particulelor din lichid şi numai tendinţa generală a deplasării acesteia trădează direcţia şi sensul de mişcare (fig. 3.9.b.).

Spre deosebire de curgerea mecanică a fluidului (sau curgerea în masă), difuzia dirijată a

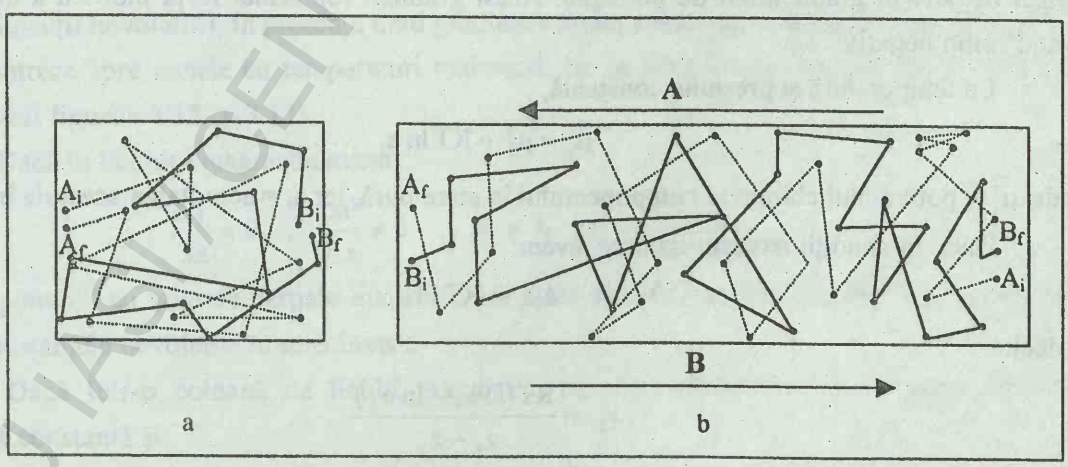



**Fig. 3.9.** – Schema de principiu a distincţiei dintre autodifuzie (a) şi difuzia dirijată (b). Punctele reprezintă poziţiile succesive ale particulelor A şi B la diferite intervale de timp, iar linia frântă, care leagă aceste puncte, redă întregul drum parcurs de particule, de la poziţiile iniţiale ($A_i$, $B_i$) până la poziţiile finale ($A_f$, $B_f$). Săgeţile indică direcţia, sensul şi contrastul deplasării, prin difuzie, a particulelor A şi B.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unui component nu determină schimbarea poziţională a lichidului. Ea se poate desfăşura la fel de bine atât în fluide statice, cât şi în cele aflate în mişcare. Această caracteristică se datorează faptului că difuzia dirijată a unui component, într-un anumit sens, este cuplată cu mişcarea difuzivă în contrasens a altui component. De aceea, într-un volum dat, numărul particulelor rămâne constant pe tot timpul difuziei dirijate, modificându-se doar proporţia componenţilor.

### 3.2.2. Condiţia difuziei dirijate

În cele ce urmează vom examina exclusiv difuzia dirijată, iar pentru simplificarea limbajului, o vom denumi simplu "difuzie".

Condiţia absolut necesară declanşării unei difuzii este ca în soluţia dată să existe un gradient de potenţial chimic cel puţin pentru unul din componenţii soluţiei. Aceasta presupune ca potenţialul chimic al unui component, $\mu_i$, să aibă valori diferite în puncte diferite. Dacă punctele ($z_1$ şi $z_2$) la care ne referim se află pe coordonata spaţială z, atunci gradientul de potenţial este dat de raportul:

$$\text{grad}.\mu_i = \frac{\mu_1 - \mu_2}{z_1 - z_2} = \frac{\Delta\mu_i}{\Delta z} \quad ,$$

unde $\mu_1$ şi $\mu_2$ sunt potenţialele chimice ale componentului în punctele $z_1$ şi $z_2$ , iar $\Delta z$ este distanţa dintre aceste puncte (mărime pozitivă). Gradientul, în funcţie de sensul la care ne referim, poate fi negativ sau pozitiv. Tendinţa difuziei este de a deplasa componenţii spre punctele cu potenţiale mai mici (adică cu energii libere mai mici); altfel spus, difuzia unui component se realizează numai în sensul negativ al gradientului de potenţial. Acest gradient reprezintă forţa motrică a difuziei, $F_D$ , având semn negativ.

La temperatură şi presiune constantă,

$$\mu_i = \mu_i^\circ + RT \ln a_i \quad ,$$

unde $\mu_i^\circ$ = potenţialul chimic al componentului în stare pură, iar $a_i$ = activitatea acestuia în soluţie.

Deci, în condiţii izoterm-izobare, avem:

$$\Delta\mu_i = RT \ln a_i$$

şi deci:

$$F_D = \frac{RT(\ln a_1 - \ln a_2)}{z_1 - z_2} \quad .$$

Pentru componenţii foarte diluaţi, se poate exprima: $a_i = X_i$ şi numai în acest caz special se poate spune că $\Delta\mu_i = \Delta X_i$ şi:

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$F_D = \frac{RT(\ln X_1 - \ln X_2)}{\Delta z} \quad .$$

Este important să se reţină că diferenţele de concentraţie ale componentului în soluţia dată nu dau în orice circumstanţă şi diferenţe de potenţial chimic. Aceasta este urmarea faptului că potenţialul chimic este influenţat şi de alţi factori, deosebit de importanţi fiind temperatura, presiunea şi gravitaţia. Tendinţa generală a difuziei este de a anula diferenţele de potenţial chimic de la un punct la altul şi nu neapărat de a anula concentraţiile. Dimpotrivă, în lichidele magmatice, unde temperatura şi presiunea diferă de la un punct la altul, difuzia unui component anulează gradienţii de potenţial înainte de anularea gradienţilor de concentraţie. În soluţiile lichide este, deci, perfect posibil ca un component oarecare să difuzeze chiar de la zonele cu concentraţii mai mici spre zonele cu concentraţii mai mari. Cu alte cuvinte, sensul difuziei nu poate fi prevăzut decât dacă ni se precizează condiţia difuziei. Iată câteva din situaţiile posibile:

1. Dacă în lichidul magmatic avem:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{\Delta P}{\Delta z} = 0 \quad \text{şi} \quad a_i = X_i \quad ,$$

atunci pe direcţia z, difuzia se realizează dinspre punctele cu concentraţii mai mari spre cele cu concentraţii mai mici.

2. Dacă în lichidul magmatic avem:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} \neq 0 \quad , \quad \frac{\Delta P}{\Delta z} = 0 \quad , \quad a_i = X_i \quad \text{şi} \quad \frac{\Delta X_i}{\Delta z} = 0 \quad ,$$

atunci, în planul orizontal, unde se manifestă gradientul termic staţionar, difuzia tinde să deplaseze componenţii cu entropii (entropii parţial molare) mai mici spre temperaturi mai mari şi invers. De pildă, dacă în lichidul magmatic se găseşte dizolvat un component volatil (cu entropie mai mare decât componenţii nevolatili), în prezenţa unui gradient termic, substanţa volatilă tinde să difuzeze şi să se concentreze spre zonele cu temperaturi mai mari, iar în sens invers vor difuza componenţii nevolatili (vezi figurile 3.12. şi 3.13).

3. Dacă în lichidul magmatic avem:

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = 0 \quad , \quad \frac{\Delta P}{\Delta z} \neq 0 \quad , \quad a_i = X_i \quad \text{şi} \quad \frac{\Delta X_i}{\Delta z} = 0 \quad ,$$

atunci componenţii cu volume parţiale mai mari vor tinde să difuzeze spre zonele cu presiune mai mică, iar substanţele nevolatile în sens invers.

4. Dacă într-o coloană de lichid magmatic, cu mare extindere pe verticală, avem o temperatură constantă şi:

$$\Delta P = \rho g \Delta h \quad , \quad \text{iar grad } X_i = 0 \quad ,$$

atunci componenţii cu densitate mai mică tind să se deplaseze spre zonele mai înalte ale coloanei, şi invers.

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În condiţiile 2, 3 şi 4, tendinţa difuziei este de a creea gradienţi de concentraţie (şi nu de a-i anula) până la un prag de echilibru când difuzia va înceta.

Gradientul de concentraţie compatibil cu echilibrul, pentru fiecare din aceste condiţii în parte, se numeşte gradient de echilibru al concentraţiei şi-l vom nota:

$$\text{grad.}X_i^E \quad .$$

La condiţia (1),

$$\text{grad.}\mu_i = 0 \quad \text{şi} \quad \text{grad.}X_i^E = 0 \quad .$$

La condiţiile (2), (3), (4),

$$\text{grad.}\mu_i = 0 \quad \text{şi} \quad \text{grad.}X_i^E \neq 0 \quad .$$

Evident, dacă schimbăm condiţiile, se schimbă automat şi concentraţiile de echilibru.

### 3.2.3. Viteza de difuzie

Numărul de moli de substanţă, eventual numărul de particule care, prin difuzie, traversează o arie de 1 $cm^2$ în unitatea de timp, defineşte viteza de difuzie, $v_D$ . Aceasta este direct proporţională cu forţa motrică a difuziei:

$$(v_D)_i = -D_i F_D = -D_i \frac{\Delta\mu_i}{\Delta z} \quad ,$$

(semnul "-" este pus pentru a da valoare pozitivă vitezei, având în vedere că forţa motrică este negativă). Coeficientul de proporţionalitate, $D_i$ , este numit "coeficient de difuzie" , fiind măsura mobilităţii particulelor. De reţinut că mărimea $v_D$ nu exprimă distanţa pe care o parcurge componentul în unitatea de timp, ci cantitatea de masă care trece printr-o unitate de suprafaţă în unitatea de timp. Totuşi, prin intermediul coeficientului $D_i$ , care este măsura mobilităţii particulelor, putem calcula distanţa pătratică medie, $\Delta\bar{z}$ , pe care o parcurg particulele în direcţia difuziei, în intervalul de timp $\Delta t$, şi anume:

$$\Delta\bar{z}^2 = 2D_i\Delta t \quad .$$

Deci pentru coeficientul $D_i$ , pot fi date două definiţii:

$$D_i = -\frac{v_D}{F_D} \quad \text{şi} \quad D_i = \frac{\Delta\bar{z}^2}{2\Delta t} \quad .$$

Din prima definiţie rezultă că $D_i$ exprimă numărul de moli care traversează unitatea de suprafaţă în unitatea de timp (la o forţă motrică egală cu unitatea), iar din a doua definiţie rezultă că $D_i$ exprimă distanţa pătratică medie pe care o parcurg particulele în unitatea de timp. Unitatea de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

măsură pentru $D_i$ este $cm^2/s$, care rezultă din ultima definiție. (Aici, prin simbolul $cm^2$, nu se înțelege o arie pătratică cu latura de 1 cm, ci pur și simplu pătratul distanței medii – exprimată în cm – pe care o parcurg particulele în direcția difuziei, într-o secundă. De aceea, dacă, de exemplu $D_i = 10^{-9}$ $cm^2/s$, deducem că în $10^9$ secunde particulele parcurg o distanță medie, $\Delta\bar{z}=\sqrt{9}=3$ cm.)

Încă de la începutul secolului al XX-lea s-a ajuns la concluzia că viteza de difuzie a unor particule este influențată de temperatură, raza particulei și de vâscozitatea mediului în care are loc difuzia, ceea ce este exprimat prin ecuația Stokes-Einstein:

$$D = \frac{kT}{6\pi \cdot r \cdot \eta} ,$$

unde k = constanta lui Boltzman, T = temperatura absolută, r = raza particulei, $\eta$ = vâscozitatea mediului.

Ulterior s-a precizat că și alți factori influențează coeficienții $D_i$, ca de exemplu presiunea totală, compoziția mediului de difuzie, structura particulei care difuzează (mai ales în cazul particulelor complexe polimerizabile), sarcina electrică a particulelor, forma particulelor (pentru că în mod cert particulele multor speciații chimice sunt departe de a fi sferice) etc. Este puțin probabil că, în viitorul apropiat, se vor elabora ecuații universal valabile pentru calcularea coeficienților $D_i$ ai diferitelor speciații. Tocmai de aceea se face apel la experiment, tatonându-se metode și condiții cât mai diverse. Primele experimente cu privire la difuzia în magme au fost efectuate pe sticle și pe zguri. Abia după anul 1970 s-au abordat, experimental, difuziile direct pe topituri, pornindu-se de la

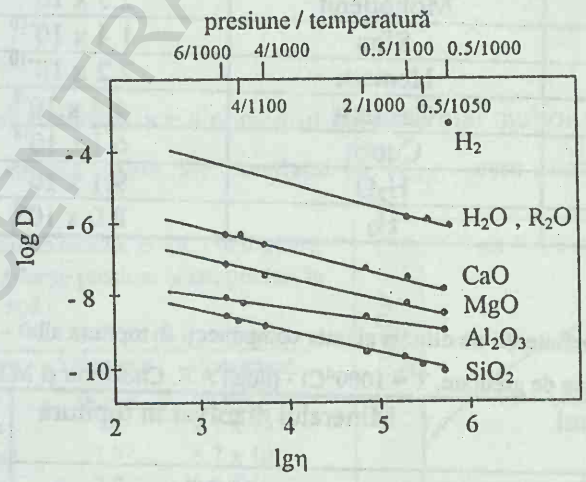



**Fig. 3.10.** – Relația între difuzia unor componenți și vâscozitatea topiturii. (date experimentale – după A.S. Chekhmir and M.B. Epelbaum, 1991)

cele simple (monominerale) și terminând cu cele complicate, respectiv topiturile rocilor (granitelor, bazaltelor etc.). Datorită acestor experimente cunoaștem astăzi coeficienții de difuzie pentru cei mai importanți componenți chimici ai topiturilor magmatice. Deși acești coeficienți au valabilitate doar

pentru cazuri concrete (vezi tabelele 3.1., 3.2., 3.3., 3.4., 3.5. şi figurile 3.10., 3.11.), putem, totuşi, sesiza o regulă generală subliniată de Chekhmir şi Epelbaum (1991), şi anume: într-o topitură dată şi în condiţii fizice date, cel mai greu difuzează cationii formatori de reţea (Si, Al), iar cel mai uşor cationii monovalenţi (alcalini) şi substanţele volatile (mai ales apa).

**Tabelul nr. 3.1.** – Coeficienţii de difuzie ai unor componenţi în topitura albit – apă ($P_{tot}$ = 0.5 kbar, T = 1000°C - 1100°C, $X_{H_2O}$ =1.7 %, procente de greutate) - (după A.S. Chekhmir şi M.B. Epelbaum, 1991)

| Componentul | Mineralul dizolvat în topitură | Coeficienţii de difuzie $D_i$ ($cm^2/s$) | |
|---|---|---|---|
| | | 1000°C | 1100°C |
| $SiO_2$ | Cuarţ | $8.7 \times 10^{-11}$ | $2.7 \times 10^{-10}$ |
| $SiO_2$ | Anortit | $2.5 \times 10^{-11}$ | $4.4 \times 10^{-10}$ |
| $SiO_2$ | Nefelin | $1.3 \times 10^{-9}$ | $4.1 \times 10^{-9}$ |
| $Al_2O_3$ | Cordierit | $1.1 \times 10^{-9}$ | --- |
| $Al_2O_3$ | Anortit | $2.5 \times 10^{-11}$ | $4.4 \times 10^{-10}$ |
| CaO | Anortit | $2.5 \times 10^{-11}$ | $4.4 \times 10^{-10}$ |
| CaO | Wollastonit | $1.3 \times 10^{-8}$ | $2.0 \times 10^{-8}$ |
| MgO | Enstatit | $2.5 \times 10^{-9}$ | $5.0 \times 10^{-8}$ |
| MgO | Cordierit | $1.0 \times 10^{-8}$ | --- |
| FeO | Fayalit | $6.8 \times 10^{-9}$ | $2.0 \times 10^{-8}$ |
| $Na^+ - K^+$ | $Ab_L - Or_L$ | $6.0 \times 10^{-7}$ | $1.7 \times 10^{-6}$ |
| $Na_2O$ | Nefelin | $1.3 \times 10^{-9}$ | $4.1 \times 10^{-9}$ |
| $P_2O_5$ | Apatit | $3.4 \times 10^{-11}$ | $5.3 \times 10^{-11}$ |
| $WO_3$ | Scheelit | $5.3 \times 10^{-11}$ | $1.8 \times 10^{-10}$ |
| $MoO_2$ | Molibdenit | $2.5 \times 10^{-10}$ | $3.6 \times 10^{-9}$ |
| $TiO_2$ | Sfen | $1.4 \times 10^{-10}$ | $8.0 \times 10^{-10}$ |
| $Fe_2O_3$ | Hematit | $2.2 \times 10^{-10}$ | $5.3 \times 10^{-10}$ |
| $SnO_2$ | Casiterit | $4.4 \times 10^{-9}$ | $1.3 \times 10^{-8}$ |
| $Cu_2O$ | Cuprit | $6.1 \times 10^{-8}$ | --- |
| $H_2O$ | $H_2O$ | $9.1 \times 10^{-7}$ | $1.6 \times 10^{-6}$ |
| $H_2$ | $H_2$ | $8.0 \times 10^{-4}$ | --- |

**Tabelul nr. 3.2.** - Coeficienţii de difuzie ai unor componenţi în topitura albit – apă ($P_{tot}$ = 2 kbar, $X_{H_2O}$ = 3.8%, procente de greutate, T = 1000°C) - (după A.S. Chekhmir şi M.B. Epelbaum, 1991)

| Componentul | Mineralul dizolvat în topitură | Coeficienţii de difuzie $D_i$ ($cm^2/s$) |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | Cuarţ | $3.4 \times 10^{-10}$ |
| $SiO_2$ | Anortit | $4.1 \times 10^{-10}$ |
| $Al_2O_3$ | Anortit | $2.4 \times 10^{-9}$ |
| CaO | Anortit | $8.5 \times 10^{-8}$ |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

**Tabelul nr. 3.3.** – Coeficienţii de difuzie ai unor componenţi în topitura albit – apă ($P_{tot}$ = 4 kbar, T = 1000°C - 1100°C, $X_{H_2O}$=6.5 %, procente de greutate) - (după A.S. Chekhmir şi M.B. Epelbaum, 1991)

| Componentul | Mineralul dizolvat în topitură | Coeficienţii de difuzie $D_i$ ($cm^2/s$) | |
|---|---|---|---|
| | | 1000°C | 1100°C |
| $SiO_2$ | Cuarţ | $2.8 \times 10^{-9}$ | --- |
| $SiO_2$ | Anortit | $2.5 \times 10^{-9}$ | $4.4 \times 10^{-9}$ |
| $SiO_2$ | Nefelin | $6.4 \times 10^{-9}$ | $8.6 \times 10^{-9}$ |
| $Al_2O_3$ | Nefelin | $6.4 \times 10^{-9}$ | $8.6 \times 10^{-9}$ |
| $Al_2O_3$ | Anortit | $6.5 \times 10^{-9}$ | $9.5 \times 10^{-9}$ |
| CaO | Anortit | $4.0 \times 10^{-7}$ | $5.1 \times 10^{-7}$ |
| MgO | Enstatit | $7.0 \times 10^{-8}$ | $9.5 \times 10^{-8}$ |
| $Na_2O$ | Nefelin | $6.4 \times 10^{-9}$ | $8.6 \times 10^{-9}$ |

**Tabelul nr. 3.4.** - Coeficienţii de difuzie ai unor componenţi în topitura albit – apă ($P_{tot}$ = 6kbar, $X_{H_2O}$ = 8.5%, procente de greutate, T = 1000°C) - (după A.S. Chekhmir şi M.B. Epelbaum, 1991)

| Componentul | Mineralul dizolvat în topitură | Coeficienţii de difuzie $D_i$ ($cm^2/s$) |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | Anortit | $3.4 \times 10^{-9}$ |
| $Al_2O_3$ | Anortit | $9.5 \times 10^{-9}$ |
| CaO | Anortit | $9.1 \times 10^{-7}$ |
| MgO | Enstatit | $1.1 \times 10^{-7}$ |

Difuzia apei în topiturile magmatice a constituit obiectul mai multor cercetări experimentale (vezi fig. 3.12. şi fig. 3.13). Printre altele, s-a constatat că $D_{H_2O}$ este dependentă de concentraţia

**Tabel nr. 3.5.** - Coeficienţii de difuzie ai $SiO_2$ în topitura albit - apă la 1000°C şi la diferite presiuni şi conţinuturi în apă.

| Componentul | Presiunea totală | Conţinut în apă | Coeficient de difuzie |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 1 atm | 0 | $4.1 \times 10^{-12}$ |
| $SiO_2$ | 0.5 kbar | 1.7 | $8.7 \times 10^{-11}$ |
| $SiO_2$ | 2.0 kbar | 3.8 | $3.4 \times 10^{-10}$ |
| $SiO_2$ | 4.0 kbar | 6.5 | $2.8 \times 10^{-9}$ |
| $SiO_2$ | 6.0 kbar | 8.5 | $3.4 \times 10^{-9}$ |

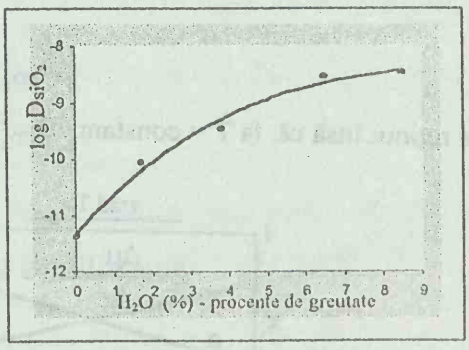



**Fig. 3.11.** – Difuzivitatea $SiO_2$ în topitura albit - apă la 1000°C (după A.S. Chekhmir and M.B. Epelbaum, 1991)

apei în topitură. Astfel, în intervalul termic cuprins între 750 – 850 °C şi presiuni 100 – 2000 bari, în topitura de obsidian (echivalentul topiturii riolitice), $D_{H_2O} \cong 10^{-9}$, la conţinuturi foarte mici de apă

şi $D_{H_2O} \cong 10^{-7}$, pentru conţinuturi de 6% $H_2O$ (procente greutate). Această creştere exponenţială a coeficientului $D_{H_2O}$ cu proporţia de apă este pusă pe seama schimbării speciaţiilor. Astfel, la conţinuturi mici, apa dizolvată se află predominant sub formă de $(OH)^-$, adică speciaţie ionică, pe când la conţinuturi ridicate, ea se află predominant ca molecule $H_2O$ (speciaţie neutră). Speciaţia ionică, fiind legată mai ales de siliciu ca $Si(OH)_4$, difuzează mai încet decât moleculele de apă, slab legate de ceilalţi cationi. Ca şi pentru alte substanţe, difuzia apei este influenţată de temperatură, dar într-o măsură mai redusă. După Shaw (1974), relaţia $D_{H_2O}$ şi temperatură este mai evidentă la concentraţii mici ale apei, fiind de forma:

$$D_{H_2O} = 1.5 \cdot 10^{-8} \exp(-11.250/RT) \quad .$$

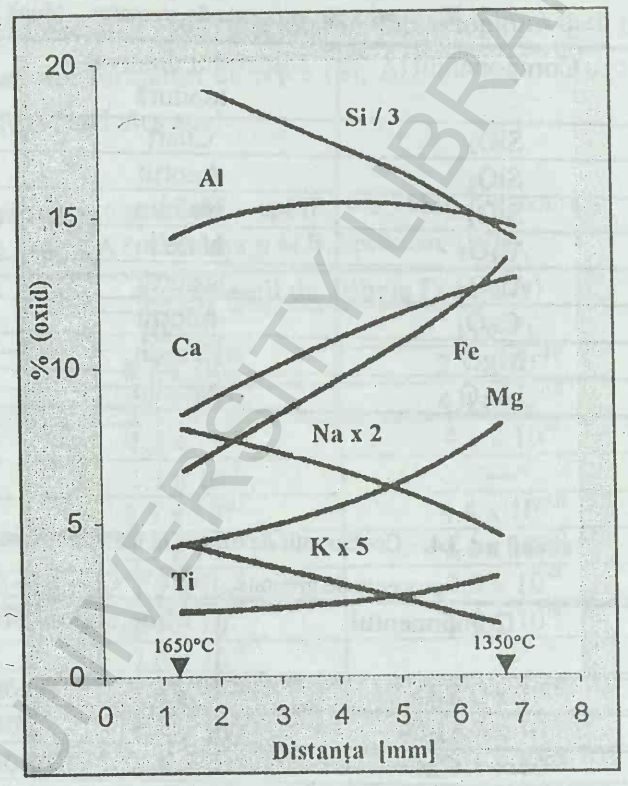



**Fig. 3.12.** – Repartiţia de echilibru a elementelor, obţinută experimental în 264 de ore, în lichidul unui bazalt de rift oceanic (mid-ocean ridge basalt), într-un spaţiu cu gradient geotermic staţionar de ~ 60°C/mm. (după Watson şi Baker, 1991)

Referitor la difuzia celorlalte substanţe volatile, datele experimentale sunt mai puţine. După toate probabilităţile, $CO_2$ difuzează în majoritatea magmelor sub formă de $(CO_3)^{2-}$, iar coeficientul său de difuzie este influenţat de temperatură, conform relaţiei:

$$D_{CO_2} = 3.5 \cdot \exp(-46.6/RT) \quad .$$

De reţinut însă că, la T = constant, $D_{CO_2}$ este vădit influenţat de proporţia $H_2O$, în sens crescător.

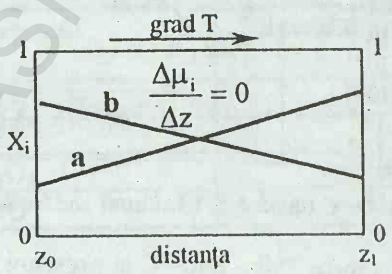



**Fig. 3.13.** – Repartiţia de echilibru a componenţilor unei soluţii lichide în condiţiile existenţei unui gradient termic staţionar, pe direcţia z, între punctele $z_0$ şi $z_1$.
a. - Componenţi cu entropii parţial molare relativ mari;
b. - Componenţi cu entropii parţial molare relativ mici.

Difuzia oxigenului în topituri predominant bazaltice, la temperaturi cuprinse între 1060 – 1450 °C, oscilează între valori $D_O = 4 \cdot 10^{-6}$ cm²/s până la $D_O = 10^{-7}$ cm²/s (Dunn, 1982).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B.C.U. „M. EMINESCU" IAȘI



# 3.3. CRISTALIZAREA LICHIDELOR MAGMATICE

## 3.3.1. Teoria echilibrelor de fază în sistemele magmatice

### 3.3.1.1. Simboluri speciale

L - lichid
s - solid cristalin
$G^L$ - energia liberă a fazei lichide
$G^s$ - energia liberă a fazei solide (cristaline)
i - componentul luat în considerație
j - ceilalți componenți din fază
$\mu_i$ - energia liberă molară a componentului i (potențialul chimic)
$\mu_i^L$ - potențialul chimic al componentului i în fază lichidă
$\mu_i^s$ - potențialul chimic al componentului i în fază solidă (cristalină)
C - compoziția chimică globală
$C^L$ - compoziția chimică globală a lichidului
$C^s$ - compoziția chimică globală a solidului cristalin
$X_i$ - concentrația componentului i (cu valori posibile $0 \leq X_i \leq 1$)
$X_i^L$ - concentrația componentului i în fază lichidă
$X_i^s$ - concentrația componentului i în fază solidă
$S_i^L$ - entropia componentului i în fază lichidă
$S_i^s$ - entropia componentului i în fază solidă
$V_i^L$ - volumul componentului i în fază lichidă
$V_i^s$ - volumul componentului i în fază solidă
$a_i$ - activitatea componentului i
$\gamma_i$ - coeficientul de activitate al componentului i
$i^s$ - componentul i în faza solidă
$i^L$ - componentul i în faza lichidă
$\Delta S_i = S_i^L - S_i^s$
$\Delta V_i = V_i^L - V_i^s$

### 3.3.1.2. Condiția echilibrelor de fază. Varianța echilibrelor.

Datorită răcirii sau a altor cauze, pe care le vom examina ulterior, lichidul magmatic se solidifică rezultând, de cele mai multe ori, faze minerale cristaline. În corpurile magmatice de mari dimensiuni, timpul necesar cristalizării complete poate fi de sute de mii de ani, interval în care faza lichidă coexistă cu diferite faze solide, numite în mod curent minerale magmatice. Puține dintre

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

aceste faze cristaline sunt monocomponente (sau practic monocomponente), cum ar fi cuarțul. Cele mai numeroase sunt soluții solide (cristalosoluții) bicomponente sau policomponente, cunoscute, în general, sub numele de minerale magmatice mixte. O parte din mineralele mixte sunt cristalosoluții parțiale, adică sunt faze mixte cu miscibilitate limitată a componenților. Așa sunt, de exemplu, feldspații magmatici la presiuni mari ale vaporilor de apă, unii piroxeni etc. Altele sunt soluții solide totale: olivinele fero-magneziene, feldspații plagioclazi, piroxenii fero-magnezieni etc. Cu alte cuvinte, dacă magma nu a fost de la început polifazică, cel puțin în intervalul de timp cât durează cristalizarea, ea devine cert un sistem polifazic. Tendința generală a sistemului magmatic este de a stabilii un echilibru între faze, iar abaterea de la echilibru se manifestă ca o reacție chimică a fazelor prin transferul componenților chimici de la o fază la alta. Abaterile se pot realiza pe mai multe căi și pentru fiecare tip de abatere este implicat un anumit fel de reacție. Înțelegerea echilibrelor de fază este, așadar imperios necesară, dacă vrem să înțelegem direct direcțiile și sensurile posibile ale cristalizării magmatice.

Prima problemă care se pune este cunoașterea condiției de echilibru, iar a doua, la fel de importantă, este să știm câte feluri de echilibre pot fi între faze. Răspunsul la a doua problemă este condiționat de rezolvarea, în prealabil, a altei probleme: Câte faze pot fi în echilibru, dacă ne este cunoscută compoziția globală a sistemului ?

Din punct de vedere cinetic, echilibrul între faza lichidă și cea solidă poate fi definit ca o stare a sistemului în care cantitatea de substanță care trece din lichid spre solid este identică cu cea care trece în sens invers. Echilibrul chimic nu înseamnă, deci, lipsa mișcării la nivel atomic, ci doar o anulare de sensuri ale mișcării. Această imagine cinetică a echilibrului, deși este sugestivă, nu are totuși, utilitatea practică pe care ne-o oferă imaginea termodinamică. Din punct de vedere termodinamic, echilibrul dintre faza lichidă și oricare altă fază solidă este realizat numai atunci când, pentru orice component din sistem, se poate scrie egalitatea:

$$\mu_i^L = \mu_i^s \quad .$$

Dacă $\mu_i^L > \mu_i^s$, componentul tinde să cristalizeze, iar dacă $\mu_i^L < \mu_i^s$, procesul decurge invers și el este numit fie topire, fie dizolvare. Cunoscând că temperatura, presiunea și concentrațiile $X_i$ ale componenților determină potențialele chimice, putem prevedea cum anume ar trebui modificate aceste variabile pentru ca procesul de cristalizare să se poată, într-adevăr, realiza.

Cât privește numărul de faze aflate în echilibru, la această problemă ne răspunde regula fazelor:

$$f = c + n - w \quad ,$$

unde f = numărul fazelor aflat în echilibru, c = numărul componenților, n = numărul factorilor fizici care pot influența potențialele chimice, iar w = varianța (gradele de libertate ale sistemului). Aici trebuie făcute câteva precizări: *Componenții la care se referă regula fazelor nu sunt elementele chimice prezente în lichidul magmatic, ci combinații ale acestora, stabile chimic în condițiile*

*magmatice. Uneori pot fi reprezentaţi prin oxizi: $SiO_2$, CaO, MgO, $K_2O$, $Li_2O$ etc. Dar de cele mai multe ori sunt silicaţi cu compoziţie stoichiometrică. În această ultimă categorie intră toate mineralele pe care le considerăm monocomponente, precum şi toţi termenii extremi ai tuturor mineralelor mixte care se pot topi congruent. [Topirea congruentă presupune concordanţă totală între chimismul componentului în stare solidă şi cel în stare de topitură.] Principalii componenţi ai lichidelor silicatice sunt:*

- *silicea: $SiO_2$*
- *componenţii feldspatici: $NaAlSi_3O_8$, $KAlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$*
- *componenţii feldspatoidici: $NaAlSiO_4$, $KAlSiO_4$, $KAlSi_2O_6$*
- *componenţii piroxenici: $MgSiO_3$, $FeSiO_3$, $CaMgSi_2O_6$, $NaAlSi_2O_6$, $NaFeSi_2O_6$*
- *componenţii olivinici: $Mg_2SiO_4$, $Fe_2SiO_4$.*

Dacă topitura este formată doar din albit ($NaAlSi_3O_8$) sau numai din forsterit ($Mg_2SiO_4$), pentru regula fazelor, sistemul este monocomponent, în ciuda faptului că aici sunt prezente mai multe elemente chimice. Confuzia între numărul elementelor chimice şi numărul componenţilor termodinamici poate duce la nedorite erori de interpretare a echilibrelor de faze.

După numărul componenţilor, sistemul magmatic poate fi mono` , bi`, tricomponent etc. Un sistem bicomponent (A,B) poate fi, de exemplu, reprezentat prin sistemele: $SiO_2$ – $NaAlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$ – $CaMgSi_2O_6$ , $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ etc. şi el poate fi denumit după numele mineralogic acordat componenţilor: sistemul cuarţ – albit, anortit – diopsid, albit – anortit etc. Ca sisteme tricomponente (A,B,C) pot fi toate, ca de exemplu $SiO_2$ – $KAlSiO_4$ – $NaAlSiO_4$ etc.

Cifra n din regula fazelor este, în general, admisă ca fiind cel mult n = 2, pentru că singurii factori fizici care pot influenţa major echilibrul de fază, sunt temperatura şi presiunea. Dacă unul din aceşti factori rămâne constant, atunci n = 1. Funcţie de natura factorului fizic constant, echilibrele de fază pot fi: (a) izoterme, (b) izobare. Dacă ambii factori sunt constanţi, atunci n = 0, ceea ce înseamnă că echilibrele de fază nu pot fi influenţate de factori fizici, ci de alţi factori, nefizici. Care ar putea fi aceşti alţi factori? Evident, nu pot fi decât concentraţiile componenţilor, care se pot modifica independent una de cealaltă. Numărul maxim al acestor factori compoziţionali este c–1.

Varianţa sistemului, w, prevăzută în regula fazelor, este extrem de importantă. Ea este un număr care arată câte anume din toate cele 2 + (c – 1) variabile se pot modifica independent una de alta, fără ca numărul f al fazelor aflate în echilibru să se perturbe. Numărul w (numărul gradelor de libertate) are două extreme posibile, ceea ce poate fi dedus din însăşi regula fazelor:

$$w = c + n - f \quad .$$

Cum sistemul trebuie să aibă cel puţin o fază ($f \geq 1$), rezultă că

$$0 \leq w \leq c + n - 1 \quad .$$

Cu alte cuvinte, varianţa maximă creşte gradat cu numărul componenţilor.

Funcţie de valorile gradelor de libertate, echilibrele de fază pot fi:

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

- Echilibre invariante, când se atinge numărul maxim posibil de faze aflate în echilibru: $f = c + n$. Aici nici unul din factori nu poate varia independent.
- Echilibre monovariante, cu $f = c + n - 1$.
- Echilibre bivariante, cu $f = c + n - 2$. Aici se atinge numărul minim posibil de faze la sistemele monocomponente ($f = 1$)
- Echilibre trivariante, cu $f = c + n - 3$. Aici se atinge numărul minim posibil de faze ($f = 1$) la sistemele bicomponente.
- Echilibre polivariante (cu $w \geq 4$). Sunt posibile doar la sistemele cu $c \geq 3$.

Un sistem magmatic este, de cele mai multe ori, policomponent şi, deci, varianţa lui poate oscila de la $w = 0$ până la $w = c + n - 1$. Un sistem pentacomponent, de exemplu, are, în condiţia invariantă, numărul maxim posibil de 7 faze în echilibru, cel mai probabil 6 faze solide (6 minerale) şi o fază lichidă. În această situaţie, orice schimbare oricât de mică a T, P sau $X_i$ determină dispariţia uneia din faze. În schimb, în condiţiile de maximă varianţă ($w = 6$), sistemul este reprezentat printr-o unică fază care cuprinde toţi componenţii. Această fază nu poate fi decât lichidă sau o fază de vapori. În această stare se pot schimba independent una de alta 6 variabile (T, P şi c – n concentraţii), fără ca unica fază a sistemului să dispară. Este clar că, în condiţii izobare, echilibrele invariante (populate de faze solide) trebuie să existe la cele mai joase temperaturi ale sistemului magmatic, pe când echilibrele polivariante (cu maximă varianţă), trebuie să existe la temperaturi înalte. Temperatura maximă la care dispare orice fază solidă, pentru a rămâne o unică fază lichidă, se numeşte temperatură liquidus ($T_L$), pe când temperatura condiţiei invariante, se numeşte solidus ($T_S$). Între $T_S$ şi $T_L$ sistemul magmatic parcurge toate tipurile de echilibru, separate pe criteriul varianţei. Această regulă nu are, însă, valabilitate decât în condiţii izobare. În condiţii izoterme, sistemul poate, de asemenea, să evolueze de la starea de echilibru monofazic la starea invariantă (de echilibru polifazic), dar, de data aceasta, prin variaţiile de presiune. Foarte uşor se pot prevedea aceste evoluţii posibile ale fazelor dacă vom utiliza diagrame ale echilibrelor de fază. Petrologia modernă utilizează mult astfel de diagrame. Ele exprimă într-o formă condensată o cantitate apreciabilă de informaţii, dar pentru a le citi, este necesar să cunoaştem principiile fundamentale ale echilibrelor care stau la baza construcţiei diagramelor. În paragrafele care urmează, vom trece în revistă tocmai aceste elemente de bază care ne permit citirea corectă şi rapidă a diagramelor de fază, fie construite pe cale experimentală, fie pe baze teoretice.

BCU IASI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

*magmatice. Uneori pot fi reprezentaţi prin oxizi: $SiO_2$, CaO, MgO, $K_2O$, $Li_2O$ etc. Dar de cele mai multe ori sunt silicaţi cu compoziţie stoichiometrică. În această ultimă categorie intră toate mineralele pe care le considerăm monocomponente, precum şi toţi termenii extremi ai tuturor mineralelor mixte care se pot topi congruent. [Topirea congruentă presupune concordanţă totală între chimismul componentului în stare solidă şi cel în stare de topitură.] Principalii componenţi ai lichidelor silicatice sunt:*

- *silicea: $SiO_2$*
- *componenţii feldspatici: $NaAlSi_3O_8$, $KAlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$*
- *componenţii feldspatoidici: $NaAlSiO_4$, $KAlSiO_4$, $KAlSi_2O_6$*
- *componenţii piroxenici: $MgSiO_3$, $FeSiO_3$, $CaMgSi_2O_6$, $NaAlSi_2O_6$, $NaFeSi_2O_6$*
- *componenţii olivinici: $Mg_2SiO_4$, $Fe_2SiO_4$.*

Dacă topitura este formată doar din albit ($NaAlSi_3O_8$) sau numai din forsterit ($Mg_2SiO_4$), pentru regula fazelor, sistemul este monocomponent, în ciuda faptului că aici sunt prezente mai multe elemente chimice. Confuzia între numărul elementelor chimice şi numărul componenţilor termodinamici poate duce la nedorite erori de interpretare a echilibrelor de faze.

După numărul componenţilor, sistemul magmatic poate fi mono` , bi`, tricomponent etc. Un sistem bicomponent (A,B) poate fi, de exemplu, reprezentat prin sistemele: $SiO_2$ – $NaAlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$ – $CaMgSi_2O_6$ , $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ etc. şi el poate fi denumit după numele mineralogic acordat componenţilor: sistemul cuarţ – albit, anortit – diopsid, albit – anortit etc. Ca sisteme tricomponente (A,B,C) pot fi toate, ca de exemplu $SiO_2$ – $KAlSiO_4$ – $NaAlSiO_4$ etc.

Cifra n din regula fazelor este, în general, admisă ca fiind cel mult n = 2, pentru că singurii factori fizici care pot influenţa major echilibrul de fază, sunt temperatura şi presiunea. Dacă unul din aceşti factori rămâne constant, atunci n = 1. Funcţie de natura factorului fizic constant, echilibrele de fază pot fi: (a) izoterme, (b) izobare. Dacă ambii factori sunt constanţi, atunci n = 0, ceea ce înseamnă că echilibrele de fază nu pot fi influenţate de factori fizici, ci de alţi factori, nefizici. Care ar putea fi aceşti alţi factori? Evident, nu pot fi decât concentraţiile componenţilor, care se pot modifica independent una de cealaltă. Numărul maxim al acestor factori compoziţionali este c–1.

Varianţa sistemului, w, prevăzută în regula fazelor, este extrem de importantă. Ea este un număr care arată câte anume din toate cele 2 + (c – 1) variabile se pot modifica independent una de alta, fără ca numărul f al fazelor aflate în echilibru să se perturbe. Numărul w (numărul gradelor de libertate) are două extreme posibile, ceea ce poate fi dedus din însăşi regula fazelor:

$$w = c + n - f \quad .$$

Cum sistemul trebuie să aibă cel puţin o fază ($f \geq 1$), rezultă că

$$0 \leq w \leq c + n - 1 \quad .$$

Cu alte cuvinte, varianţa maximă creşte gradat cu numărul componenţilor.

Funcţie de valorile gradelor de libertate, echilibrele de fază pot fi:

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Echilibre invariante, când se atinge numărul maxim posibil de faze aflate în echilibru: $f = c + n$. Aici nici unul din factori nu poate varia independent.
- Echilibre monovariante, cu $f = c + n - 1$.
- Echilibre bivariante, cu $f = c + n - 2$. Aici se atinge numărul minim posibil de faze la sistemele monocomponente ($f = 1$)
- Echilibre trivariante, cu $f = c + n - 3$. Aici se atinge numărul minim posibil de faze ($f = 1$) la sistemele bicomponente.
- Echilibre polivariante (cu $w \geq 4$). Sunt posibile doar la sistemele cu $c \geq 3$.

Un sistem magmatic este, de cele mai multe ori, policomponent şi, deci, varianţa lui poate oscila de la $w = 0$ până la $w = c + n - 1$. Un sistem pentacomponent, de exemplu, are, în condiţia invariantă, numărul maxim posibil de 7 faze în echilibru, cel mai probabil 6 faze solide (6 minerale) şi o fază lichidă. În această situaţie, orice schimbare oricât de mică a T, P sau $X_i$ determină dispariţia uneia din faze. În schimb, în condiţiile de maximă varianţă ($w = 6$), sistemul este reprezentat printr-o unică fază care cuprinde toţi componenţii. Această fază nu poate fi decât lichidă sau o fază de vapori. În această stare se pot schimba independent una de alta 6 variabile (T, P şi c – n concentraţii), fără ca unica fază a sistemului să dispară. Este clar că, în condiţii izobare, echilibrele invariante (populate de faze solide) trebuie să existe la cele mai joase temperaturi ale sistemului magmatic, pe când echilibrele polivariante (cu maximă varianţă), trebuie să existe la temperaturi înalte. Temperatura maximă la care dispare orice fază solidă, pentru a rămâne o unică fază lichidă, se numeşte temperatură liquidus ($T_L$), pe când temperatura condiţiei invariante, se numeşte solidus ($T_S$). Între $T_S$ şi $T_L$ sistemul magmatic parcurge toate tipurile de echilibru, separate pe criteriul varianţei. Această regulă nu are, însă, valabilitate decât în condiţii izobare. În condiţii izoterme, sistemul poate, de asemenea, să evolueze de la starea de echilibru monofazic la starea invariantă (de echilibru polifazic), dar, de data aceasta, prin variaţiile de presiune. Foarte uşor se pot prevedea aceste evoluţii posibile ale fazelor dacă vom utiliza diagrame ale echilibrelor de fază. Petrologia modernă utilizează mult astfel de diagrame. Ele exprimă într-o formă condensată o cantitate apreciabilă de informaţii, dar pentru a le citi, este necesar să cunoaştem principiile fundamentale ale echilibrelor care stau la baza construcţiei diagramelor. În paragrafele care urmează, vom trece în revistă tocmai aceste elemente de bază care ne permit citirea corectă şi rapidă a diagramelor de fază, fie construite pe cale experimentală, fie pe baze teoretice.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

termobaric. Se poate demonstra că, pe diagrama T – P se găsesc o infinitate de puncte de echilibru, de o parte şi de alta a punctului 1, care se înşiră în lungul unei linii (fig. 3.16.). Această linie este numită linia monovariantă de echilibru. Panta liniei este dată de ecuaţia Clausius – Clapeyron:

$$\left(\frac{dP}{dT}\right)_{\Delta\mu_i=0} = \frac{S_i^L - S_i^s}{V_i^L - V_i^s} = \frac{\Delta S_i}{\Delta V_i}$$

sau:

$$\left(\frac{dT}{dP}\right)_{\Delta\mu_i=0} = \frac{\Delta V_i}{\Delta S_i} \quad .$$

Diferenţa $\Delta S_i$ este totdeauna pozitivă deoarece lichidul este fază mai dezordonată la nivel atomic; pe când diferenţa $V_i^L - V_i^s$ poate fi nu numai pozitivă, dar şi negativă. De aceea, panta liniei monovariante de echilibru din diagrama T – P poate fi:

- pozitivă (temperatura de echilibru creşte cu presiunea), când $\Delta V > 0$;
- negativă (temperatura de echilibru scade cu presiunea), când $\Delta V < 0$;
- nulă (temperatura de echilibru nu se schimbă), când $\Delta V = 0$.

Subliniem în mod deosebit că linia monovariantă de echilibru din diagrama T – P este valabilă doar pentru o anumită concentraţie $X_i^L$ (şi respectiv $X_i^s$). De aceea ea este, în acelaşi timp, o izopletă (linie cu compoziţie constantă). În unele cazuri, faza lichidă este izochimică cu cea solidă ($C_L = C_s$), ca de pildă în cazul sistemelor monocomponente. În aceste cazuri se subînţelege că $X_i^L = X_i^s = 1$. Pentru magme însă, nu trebuie niciodată să pierdem din vedere că liniile monovariante sunt neapărat şi izoplete şi deci, ele au valabilitate doar pentru anumite concentraţii ale componentului.

Linia monovariantă separă câmpul T – P în două domenii termobarice:

I. domeniul de stabilitate al fazei solide, cu componentul i integral în fază solidă;

II.domeniul de stabilitate al fazei lichide, cu componentul i integral în fază lichidă.

Depărtarea de linia monovariantă spre domeniul solid se poate face prin modificarea exclusivă a temperaturii, exclusivă a presiunii sau a ambelor. Indiferent pe ce cale obţinem această depărtare, lichidul trebuie să cristalizeze.

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.3.1.4.2. *Linii monovariante izobare. Diagrama T – X.*

Să admitem, din nou, că echilibrul L – s s-a obținut la o anumită temperatură, $T_1$, o anumită

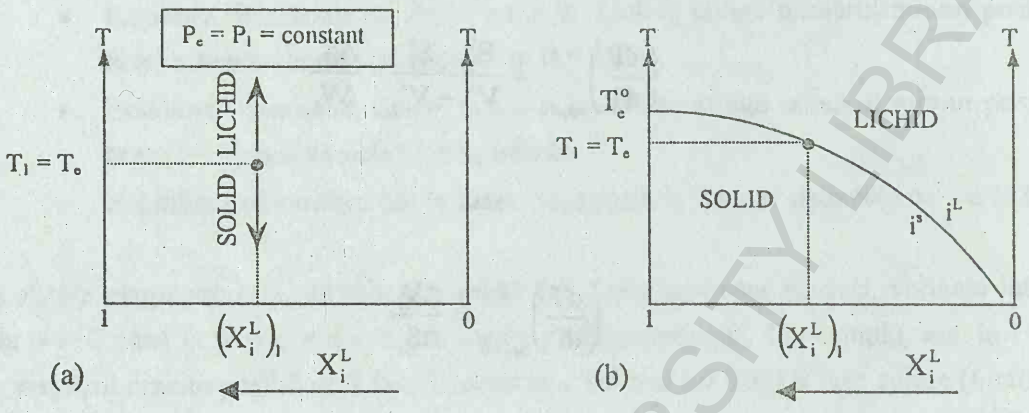



**Fig. 3.17.** – Dependența temperaturii de echilibru ($T_e$) de concentrație ($X_i^L$).

concentrație, $(X_i^L)_1$ și o anumită presiune, $P_1$. Să prezentăm această condiție invariantă de echilibru într-un sistem de coordonate temperatură – concentrație (fig. 3.17.a.). Schimbând simultan T și $X_i$ se poate găsi și aici o infinitate de puncte înșirate în lungul unei linii monovariante de echilibru, care reprezintă variația temperaturii de echilibru determinată de modificarea concentrației $X_i^L$ (și invers). La presiune constantă, relația dintre temperatura de echilibru și concentrația $X_i^L$ este următoarea:

$$\left(\frac{dT}{d\ln X_i^L}\right)_{\Delta G=0} = \frac{RT}{S_i^L - S_i^s} .$$

Temperatura maximă de echilibru se obține când $X_i^L$=1 și scade cu logaritmul concentrației, tinzând spre 0°K când $X_i^L \to 0$ (fig. 3.17.b.). În eventualitatea că soluția lichidă (și cristalosoluția) se comportă ideal, temperatura de echilibru și concentrația $X_i^L$ stau în următoarea relație:

$$T_e = T^o + \frac{RT^o \ln X_i^L}{\Delta S} ,$$

unde $T_e$ = temperatura de echilibru la concentrația $X_i^L$, iar $T^o$ este temperatura de echilibru a componentului i în stare pură ($X_i^L = X_i^s = 1$). Pe baza aceste relații se poate calcula temperatura de echilibru la orice concentrație $X_i^L$, dacă se cunosc $T^o$ și $\Delta S$.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.3.1.4.2.1. Diagrame T – X binare

În lichidele bicomponente, variația concentrației unui component într-un sens, atrage după sine variația concentrației în celălalt sens a celuilalt component. Pentru exemplificare vom lua cazul lichidului cu doi componenți, A și B, unde:

$$X_A^L + X_B^L = 1 \text{ și deci } X_A^L = 1 - X_B^L \ .$$

Admițând că solidele $A^s$ și $B^s$ sunt substanțe pure, cristalizarea componentului A atrage după sine o scădere a concentrației $X_A^L$ și o creștere corespunzătoare a concentrației $X_B^L$. Deci,

$$\Delta X_A^L = -\Delta X_B^L \ .$$

Să urmărim acum, pe aceeași diagramă T – X, temperaturile de echilibru L – s ale celor doi

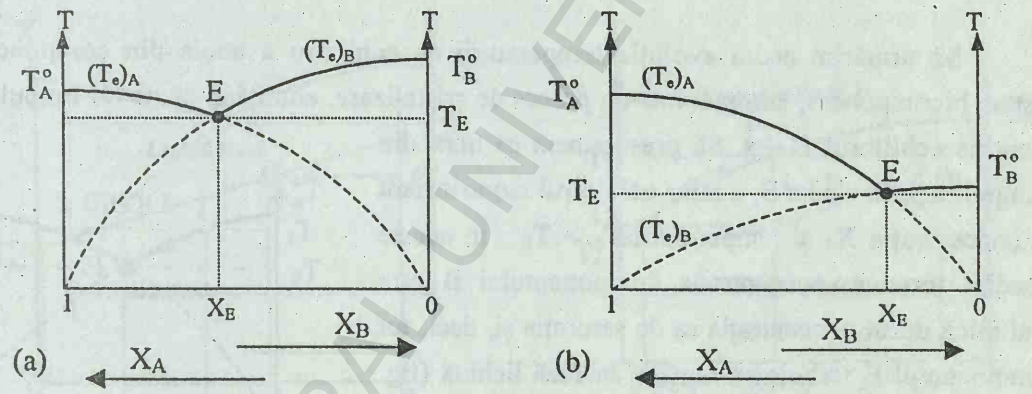



**Fig. 3.18.** – Dependența temperaturii de echilibru ($T_e$) de concentrație ($X_i^L$).

componenți, funcție de concentrație, respectiv $(T_e)_B$ funcție de $X_B^L$ și $(T_e)_A$ funcție de $X_A^L$ (fig. 3.18.)

Cele două curbe se intersectează într-un punct E, numit și punct eutectic, definit de $T_E$ și $X_E$. Este singurul punct la care cele două temperaturi de echilibru $(T_e)_A$ și $(T_e)_B$ corespund la aceeași concentrație $X_i$ (adică, la aceeași concentrație $X_A^L$ sau la aceeași concentrație $X_B^L$). Raportul:

$$\frac{X_B^L}{X_A^L} \le 1 \quad \text{sau} \quad \frac{X_B^L}{X_A^L} > 1$$

este numit raportul eutectic, iar concentrația $X_A^L$ specifică eutecticului este numită concentrație eutectică ($X_E$). [Atenție! Raportul eutectic poate fi supraunitar, pe când concentrația $X_E$ nu poate fi

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

decât subunitară.] Dacă lichidul este o soluție ideală, raportul eutectic este funcție de diferența $\Delta T^\circ = T_A^\circ - T_B^\circ$ și anume:

- dacă $\Delta T^\circ = 0$, raportul eutectic = 1 (adică $X_B^L = X_A^L$);
- dacă $\Delta T^\circ > 0$, raportul eutectic este supraunitar (adică $X_B^L > X_A^L$) și tinde spre 1 pe măsură ce $\Delta T^\circ \to \infty$;
- dacă $\Delta T^\circ < 0$, raportul eutectic este subunitar și tinde spre 0 pe măsură ce $\Delta T^\circ \to -\infty$.

[Regula generală este: eutecticul se deplasează pe axa componențială AB spre componentul cu temperatura $T_i^\circ$ cea mai mică.]

### 3.3.1.4.2.1.1. Temperatura liquidus ($T_L$) și temperatura solidus ($T_s$), la sistemul binar

Să urmărim acum evoluția temperaturii de echilibru a unuia din componenți, în același sistem bicomponent, antrenat într-un proces de cristalizare, admițând că pe tot timpul cristalizării se menține echilibrul L – s. Să presupunem că unul din componenți, să zicem B, a atins echilibrul monovariant la concentrația $X_1$ și temperatura $T_1 > T_E$. În aceste condiții termice, concentrația componentului B este mai mică decât concentrația sa de saturație și, deci, tot componentul B trebuie să rămână în fază lichidă (fig. 3.19.). Cristalizarea componentului A atrage după sine diluarea sa continuă în lichid și, deci, scăderea treptată a temperaturii de echilibru. Simultan are loc creșterea concentrației componentului B, astfel încât condiția T – $X_i$ a sistemului se deplasează dinspre punctul 1 (fig.3.19.) către punctul eutectic.

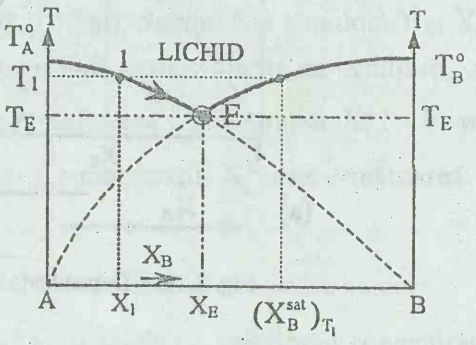



**Fig. 3.19.** – Evoluția temperaturii de cristalizare în sistemul bicomponent (cu $X_B^s = X_A^s = 1$).

Odată ajuns la eutectic, se atinge temperatura de cristalizare (sau concentrația de saturație) inclusiv a componentului B. Cristalizarea simultană a ambilor componenți face imposibilă modificarea în continuare a raportului $X_A^L / X_A^s$. Acest raport va rămâne egal cu raportul eutectic până se finalizează cristalizarea (dispare faza lichidă). De aceea, cristalizarea la eutectic este un proces izoterm. Este ușor de văzut că, dacă schimbăm concentrațiile inițiale, se schimbă automat temperaturile de echilibru inițiale, dar cea finală va fi totdeauna temperatura eutectică, indiferent dacă primul care cristalizează este componentul A sau B. Prin urmare, oricare din cei doi componenți au, teoretic, două etape de cristalizare:

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. etapa monovariantă, cu o variație continuă a temperaturii și concentrației $X_i^L$, care se desfășoară pe un interval termic $\Delta T = T_1 - T_E$, căruia îi corespunde variația de concentrație $\Delta X = X_1 - X_E$. Mărimile $\Delta T$ și $\Delta X$ sunt în raport direct proporțional.
2. etapa invariantă (sau etapa eutectică), în care temperatura de cristalizare, $T_c$ și concentrațiile de saturație, $X_I$, rămân invariabile ($T_c = T_E$ și $X_i = X_E$).

Temperatura maximă a cristalizării, corespunzătoare unui chimism inițial dat (respectiv $T_1$), este numită temperatura liquidus ($T_L$). Temperatura minimă, respectiv $T_E$, se numește temperatură solidus ($T_S$). Intervalul $\Delta T = T_{1A}^L - T_E$ se numește interval termic de cristalizării. În cazul excepțional când lichidul supraîncălzit are concentrația $X_E$, atunci $T_1 = T_E$ (intervalul termic $\Delta T = 0$).

### 3.3.1.4.2.1.2. Diagrame binare T – X fără eutectic

Funcție de miscibilitatea componenților A și B în fază solidă, se disting două tipuri de diagrame T – X:

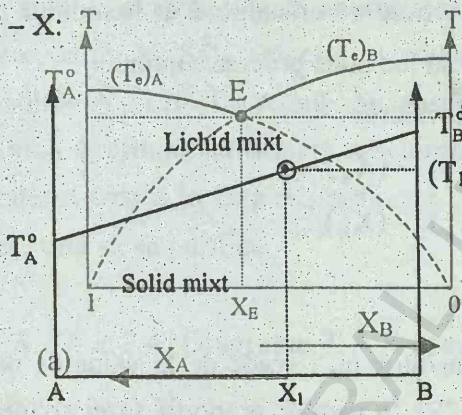



Fig. 3.18. – Dependența temperaturii de echilibru ($T_e$) de concentrație ($X_i^L$).

**Fig. 3.20. – Diagramă binară T – X pentru cazul când componenții A, B sunt complet miscibili, având aceeași compoziție ca cea a lichidului mixt cu care se află în echilibru.**

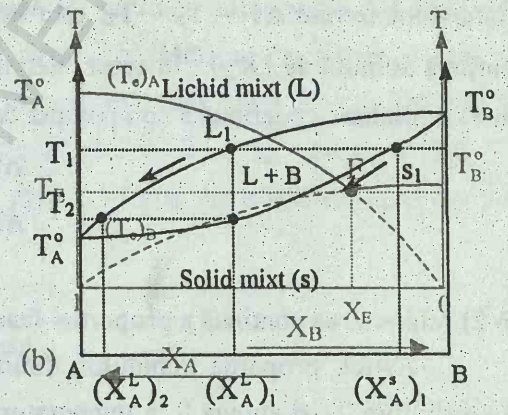



**Fig. 3.21. – Diagramă binară T – X pentru cazul când cei doi componenți solizi sunt complet miscibili, formând o cristalosoluție cu chimism diferit de cel al fazei lichide cu care se află în echilibru. Aici se admite că $X_A^L > X_A^s$.**

a) când A și B sunt complet miscibili, astfel încât, la orice temperatură de echilibru $X_i^s = X_i^L$, atunci apare cea mai simplă diagramă T – X (fig. 3.20.). Pentru o compoziție inițială, $X_1$, există o singură temperatură de echilibru L – s și anume $T_1$. Dacă scădem temperatura sub $T_1$, întreg lichidul cristalizează fără să-și modifice chimismul inițial, iar dacă se ridică temperatura peste $T_i$, întregul solid mixt se topește fără să-și schimbe chimismul inițial. În acest caz, sistemul se comportă ca și când ar fi invariant.

b) când A și B în stare solidă sunt complet miscibili, dar au o compoziție diferită de cea a lichidului mixt cu care sunt în echilibru, adică: $X_i^L \neq X_i^s$ (de pildă $X_A^L > X_A^s$). În acest caz,

diagrama T – X are două curbe care converg în punctele ce desemnează temperaturile $T_A^\circ$ şi $T_B^\circ$ (fig 3.21.).

Una din curbe (cea de temperatură mai înaltă) arată compoziţia lichidului mixt şi se numeşte curbă liquidus, iar cealaltă curbă, care arată compoziţia fazei solide, se numeşte curbă solidus. La o anumită temperatură, $T_1$, lichidul ($L_1$) are compoziţia definită de $(X_A^L)_1$, iar solidul ($s_1$) are compoziţia $(X_A^s)_1$ . Ca regulă generală, solidul mai bogat în componentul greu fuzibil are temperatura $T_i^\circ$ mai mare. Deoarece $X_A^s < X_A^L$, înseamnă că separarea din lichid a solidului mixt, prin cristalizare, schimbă compoziţia lichidului. Ca reacţie la această modificare, solidul îşi schimbă şi el compoziţia în acelaşi sens cu lichidul. De pildă, dacă lichidul se îmbogăţeşte în componentul A, atunci şi solidul se va îmbogăţi în A (vezi fig. 3.21.). Când solidul va căpăta compoziţia lichidului iniţial, ceea ce se obţine la temperatura $T_2$, atunci cristalizarea încetează (pentru că identitatea compoziţională este posibilă numai dacă toată faza lichidă a trecut în fază cristalină mixtă). Intervalul termic $\Delta T = T_1 - T_2$, este intervalul termic de cristalizare al lichidului cu compoziţia iniţială definită de $(X_A^L)_1$. În acest interval termic au loc două procese continui:

b.1) schimbarea continuă a compoziţiei fazelor, cu valorile:

$$\Delta X_A^s = (X_A^L)_1 - (X_A^s)_1$$

$$\Delta X_A^L = (X_A^L)_2 - (X_A^L)_1$$

b.2) schimbarea continuă a proporţiei fazelor L şi s.

Astfel, proporţia lichidului, definită de $m_L/m_L + m_s$ , scade de la valoarea maximă (1), la temperatura $T_1$ şi ajunge 0 la temperatura finală $T_2$ . În paralel, proporţia fazei solide $(m_s/m_L + m_s)$ variază de 0 (la $T_1$) până la 1, la temperatura finală $T_2$.

La sistemele binare de acest fel nu se poate vorbi de punct eutectic. De aceea, aici, atât temperatura maximă a cristalizării (liquidus), cât şi cea minimă (solidus), depind de compoziţia iniţială a lichidului binar, respectiv de concentraţiile celor doi componenţi.

### 3.3.1.4.2.1.3. Diagrame binare T – X cu faze solide mixte, dar cu miscibilitate limitată

Diagramele T – X, în acest caz, au un punct eutectic şi două perechi de curbe de echilibru: două curbe liquidus şi două solidus (fig. 3.22.).

În figura 3.22. prin A` şi B` sunt desemnate cele două cristalosoluţii parţiale, prima fiind relativ bogată în componentul A, iar cea de a doua în componentul B. Cu

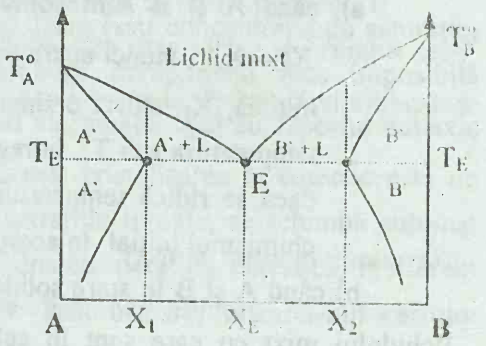



**Fig. 3.22.** – Diagrama binară T – X pentru cazul când cei doi componenţi au miscibilitate limitată.

ajutorul a două izopiete, $X_1$, respectiv $X_2$, se împarte toată compoziția teoretic posibilă a sistemului binar în trei domenii:

- domeniul compozițional relativ bogat în componentul A (cuprins între A și $X_1$);
- domeniul compozițional relativ bogat în componentul B (cuprins între B și $X_2$);
- domeniul compozițional intermediar.

Cristalizarea monovariantă decurge diferit, funcție de domeniul compozițional, și anume:

- dacă lichidul inițial are o compoziție corespunzătoare domeniilor 1 sau 2, atunci cristalizarea decurge ca în figura 3.21. Temperaturile liquidus și solidus sunt dependente de chimismul inițial. Produsul final al cristalizării va fi, funcție de domeniul compozițional, fie cristalosoluția parțială A`, fie cristalosoluția B`. Compozițiile acestor cristalosoluții finale coincid cu compoziția lichidului inițial;
- dacă lichidul inițial are o compoziție corespunzătoare domeniului intermediar, atunci finalul cristalizării va fi totdeauna la eutecticul E, unde vor cristaliza două faze cristaline (A` și B`), cu compoziții riguros determinate, și anume: faza cristalină B` va avea compoziția $X_2$, iar faza A` va avea compoziția $X_1$. Sub temperatura eutectică, $T_E$, faza lichidă dispare și rămân stabile doar cele două solide A` și B`. De regulă, pe măsură ce se răcește sistemul, compozițiile fazelor A` și B` se schimbă continuu, ca urmare a schimbului reciproc de componenți: componentul A din faza B` tinde să treacă în faza A`, și invers. În final, prin scăderea temperaturii, cele două faze solide mixte tind să se purifice.

### 3.3.1.4 2.1.4. Diagrame T – X pseudobinare

Uneori, între cei doi componenți A, B ai sistemului binar apar reacții chimice, având ca rezultat formarea unui compus cu compoziție stoichiometrică. Dacă acel compus este stabil în intervalul termic al echilibrelor de fază, atunci acel compus are statut de component termodinamic. În acest caz, în diagrama T – X, apar două categorii de componenți

- Componenți elementari, respectiv A și B;
- Componenți complecși (compuși), respectiv $A_aB_b$, unde a și b sunt coeficienți stoichiometrici (Evident, pot exista mai mulți componenți complecși, deosebindu-se unii de alții prin valoarea coeficienților a și b)

Exemplu: În sistemul MgO – $SiO_2$, la temperaturi specifice magmelor, pot să apară următoarele două reacții:

$$2MgO + SiO_2 = Mg_2SiO_4 \text{ (olivina)}$$

$$2MgO + 2SiO_2 = Mg_2Si_2O_6 \text{ (piroxen)}$$

În acest sistem olivina și piroxenul sunt considerați componenți complecși, iar oxizii MgO și $SiO_2$ componenți elementari.

La rândul lor, componenții complecși, se împart în două categorii:

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- componenţi cu topire congruentă

  Exemplu: $(Mg_2SiO_4)_{solid} = (Mg_2SiO_4)_{lichid}$

La aceştia, coeficienţii stoichiometrici a şi b ai compusului rămân aceiaşi atât în stare solidă, cât şi în stare lichidă (topitura are aceeaşi compoziţie cu cea a solidului);

- componenţi cu topire incongruentă

  Exemplu: $(Mg_2Si_2O_6)_{solid} = (Mg_2SiO_4)_{solid} + SiO_{2\ (lichid)}$

Un astfel de component, prin topire, dă un compus solid şi un lichid, cu o compoziţie diferită de cea a compusului iniţial.

Sistemele A – B capabile să formeze componenţi complecşi, conduc la apariţia diagramelor T – X pseudobinare (fig. 3.23.).

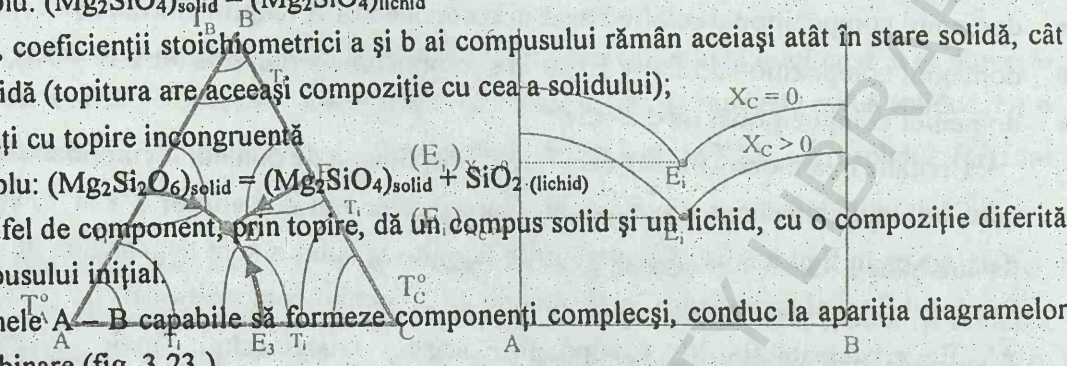



Fig. 3.23. – Diagrame T – X pseudobinare, ai căror componenţi au topire congruentă.
(a) – Caz ipotetic, cu trei componenţi complecşi: $A_3B$, AB, $AB_3$.
(b) – Modelul sistemului nefelin-silice. [Se admite aici că între componenţi nu există miscibilitate în stare solidă.]

Dacă componenţii complecşi au topire congruentă, atunci diagrama aparent binară A – B devine, practic, o alăturare de două sau mai multe diagrame autentic binare. Dacă însă, componentul complex are topire incongruentă, atunci diagrama pseudobinară are aspectul din figura 3.24.

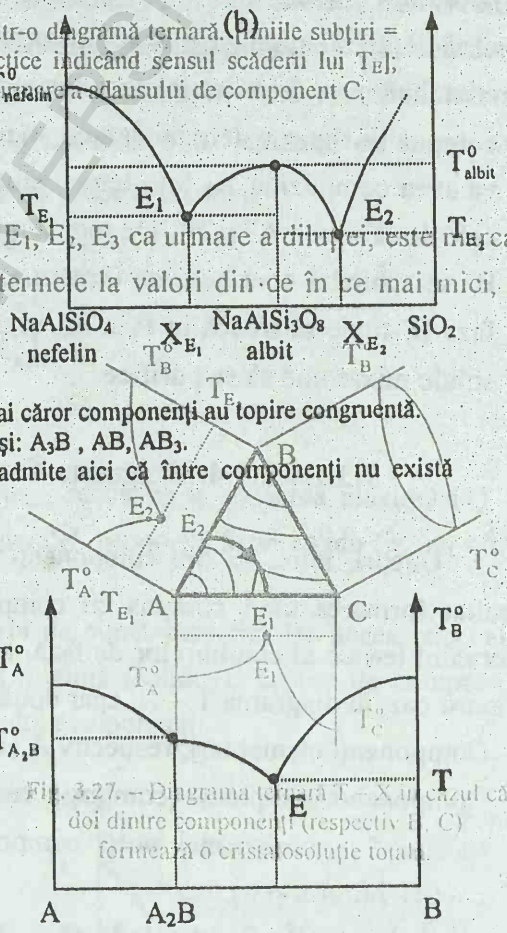



Fig. 3.24. – Diagrama pseudobinară cu topire incongruentă.

BCU IAŞI - CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

### *3.3.1.4.2.2. Diagrame T – X ternare.*

#### 3.3.1.4.2.2.1. Construcția diagramelor ternare

Pentru a descrie echilibrul lichid – solid într-un sistem cu trei componenți (A,B,C), avem nevoie de patru variabile: $X_A$, $X_B$, $X_C$, T, iar pentru reprezentarea tuturor celor patru variabile se

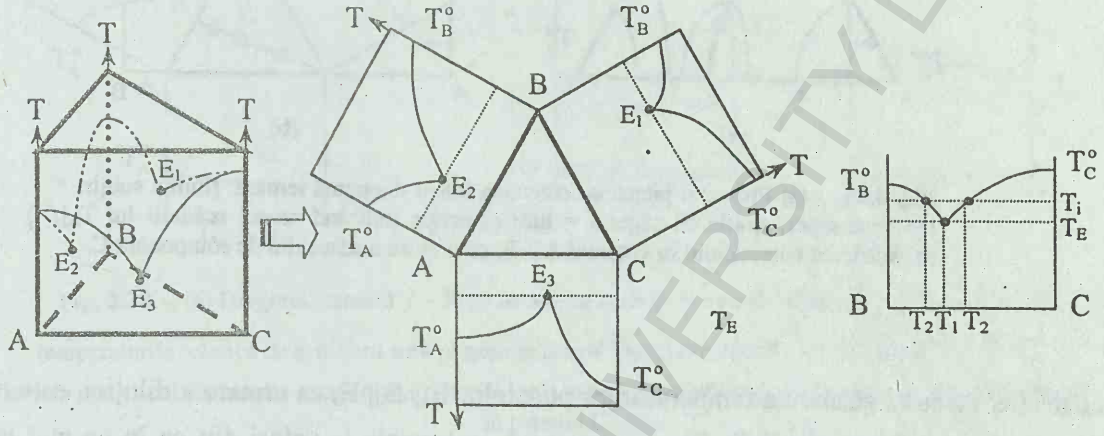



**Fig. 3.25.** – Diagrame T – X ternare: (a) Prismă desenată în perspectivă; (b) Prismă cu laturile desfăşurate în planul ABC; (c) Proiectarea temperaturii pe latura triunghiului ABC.

foloseşte o prismă dreaptă, având ca bază un triunghi echilateral (fig. 3.25.).

În triunghiul bazei putem reprezenta perfect compoziția ternară, iar pe muchiile prismei valorile temperaturii (fig. 3.25.a.). Fiecare față a prismei este, în acest caz, o diagramă binară T - X . Desenul în perspectivă al acestei prisme deformează foarte mult datele cantitative. De aceea, reprezentarea în perspectivă trebuie înlocuită cu una în plan. Mai întâi vom desfăşura prisma în planul triunghiului ABC (fig. 3.25.b.), pentru a vizualiza mai bine cele trei diagrame binare de pe feţele prismei. Apoi proiectăm valorile termice ale diagramelor binare pe laturile triunghiului după modelul din figura 3.25.c. În final se obţine un triunghi care depozitează două categorii de informaţii: compoziţionale şi termice.

Prin urmare, orice punct de pe laturile sau din interiorul triunghiului echilateral desemnează, în acelaşi timp, o anumită compoziţie şi o anumită temperatură. Pentru a ne orienta mai uşor asupra valorilor termice din triunghi, din loc în loc putem trasa izoterme reprezentate ca în figura 3.26.a. Foarte importante sunt temperaturile eutectice. Dacă acestea există în toate cele trei diagrame binare, atunci ele se proiectează pe cele trei laturi prin trei puncte $E_1$, $E_2$, $E_3$, aşa cum se vede în figura 3.26.a. Este uşor de văzut că, dacă într-un sistem binar cu eutecticul $E_i$ adăugăm un al treilea component în lichid, atunci concentraţiile celor doi componenţi scad, iar temperaturile de echilibru, inclusiv temperatura punctului $E_i$ , vor scădea corespunzător, conform relaţiei dintre $T_e$ şi

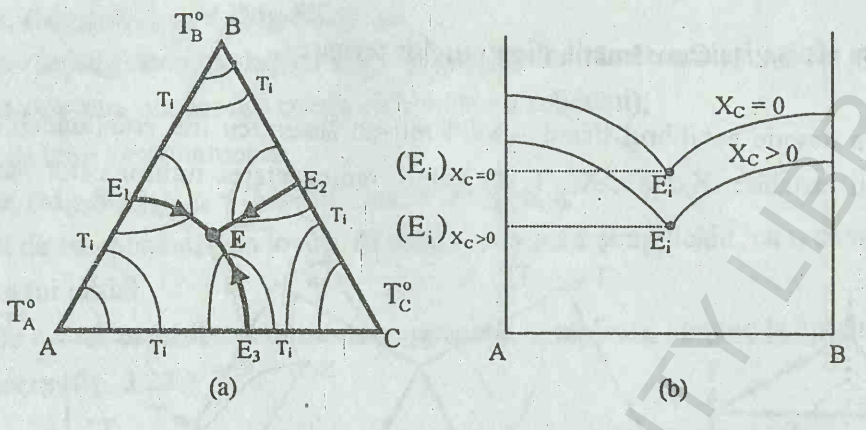



**Fig. 3.26.** – (a) Proiecția punctelor eutectice într-o diagramă ternară. [liniile subțiri = izoterme reper; liniile cu săgeată = linii cotectice indicând sensul scăderii lui $T_E$]; (b) Scăderea eutecticului în sistemul A – B, ca urmare a adausului de component C.

concentrație. Această scădere a temperaturilor punctelor $E_1$, $E_2$, $E_3$ ca urmare a diluției, este marcată în triunghiul echilateral prin linii. Ele intersectează izotermele la valori din ce în ce mai mici, pe măsură ce ne depărtăm de laturile triunghiului, spre interiorul acestuia. Aceste linii se numesc cotectice. Dacă există trei linii cotectice, ca în figura 3.26.b., atunci, cu siguranță ele se intersectează într-un punct E, care reprezintă eutecticul ternar al sistemului. Cele două capete ale unei linii cotectice corespund la două temperaturi diferite. Temperatura maximă este în capătul eutecticului binar, iar cea minimă în capătul eutecticului ternar. De aceea, eutecticul ternar este punctul cu cea mai joasă temperatură a sistemului.

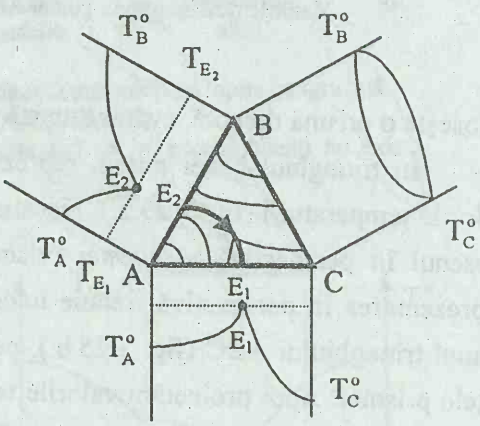



**Fig. 3.27.** – Diagrama ternară T – X în cazul că doi dintre componenți (respectiv B, C) formează o cristalosoluție totală.

În eventualitatea că doi din cei trei componenți formează o fază mixtă, cu miscibilitate totală, atunci una din liniile cotectice dispare. Implicit dispare și eutecticul ternar (fig. 3.27.).

Cele două linii cotectice se unesc într-una singură, cu sensul de micșorare a temperaturii dinspre eutecticul binar cu temperatură ridicată, spre cel cu temperatură mai scăzută.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Este posibil ca în sistemul ternar să rămână un singur eutectic binar; atunci în triunghiul echilateral apare o singură linie cotectică ce se îndreaptă dinspre eutecticul binar spre colţul opus al

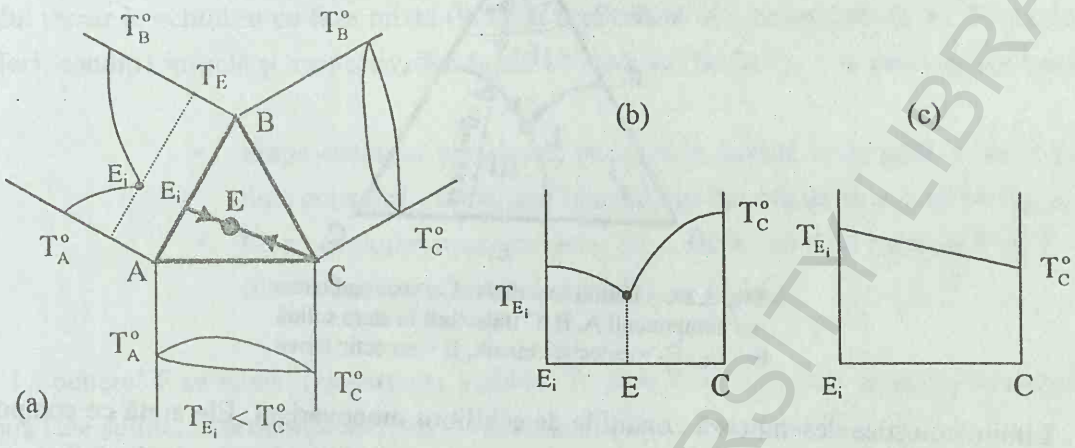



**Fig. 3.28.** – (a) Diagrama ternară T – X cu un singur eutectic binar; (b) Dacă $T_{E_i} < T^\circ_C$, atunci temperaturile relative de echilibru sunt plasate în lungul liniei cotectice $E_i$ – C; (c) Dacă $T_{E_i} > T^\circ_C$, atunci eutecticul sistemului ternar dispare, astfel încât temperatura minimă a sistemului ternar este plasată în punctul C.

triunghiului (fig. 3.28.). Pe această linie temperatura scade dinspre $E_i$ spre interiorul triunghiului, până la un punct E, după care începe să crească din nou spre colţul opus al triunghiului. În acest caz, punctul E este considerat eutecticul sistemul ternar. În situaţiile excepţionale, când $T_{E_i} > T^\circ_C$, eutecticul sistemului ternar dispare, aşa încât temperatura minimă a sistemului ternar este plasată chiar în colţul C (fig. 3.28.).

### 3.3.1.4.2.2.2. Evoluţia echilibrelor în sisteme ternare, ca urmare a variaţiei temperaturii

A. Să urmărim diagrama ternară din figura 3.29., cu componenţi imiscibili (sau doar parţial miscibili) în stare cristalină. Cele trei domenii (I, II, III), delimitate de liniile cotectice, arată toate compoziţiile teoretic posibile ale lichidului care permit coexistenţa, în echilibru, a fazei lichide cu o unică fază solidă. Echilibrele care se stabilesc în aceste faze sunt bivariante, iar fazele specifice fiecărui domeniu sunt:

- în primul domeniu: $L + A^s$;
- în al doilea domeniu: $L + B^s$;
- în al treilea domeniu: $L + C^s$.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

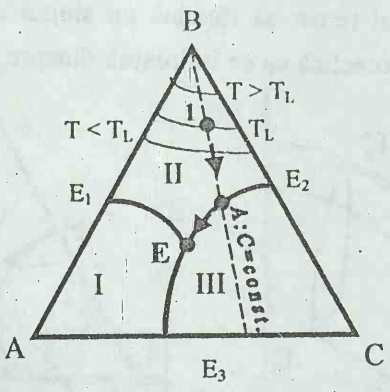



**Fig. 3.29.** – Echilibrele de fază în sistemul ternar cu componenţi A, B, C imiscibili în stare solidă
$E_1$ , $E_2$ , $E_3$ = eutectice binare; E = eutectic ternar.

Liniile cotectice desemnează condiţiile de echilibru monovariant. Ele arată ce compoziţie ar trebui să aibă lichidul pentru a exista la echilibru trei faze: un lichid mixt şi cele două faze solide ale eutecticului binar. Fazele posibile sunt:

- pe linia cotectică $E_1 - E$: $L + A^s + B^s$;
- pe linia cotectică $E_2 - E$: $L + B^s + C^s$;
- pe linia cotectică $E_3 - E$: $L + C^s + A^s$.

La punctul eutectic E (eutecticul sistemului ternar) se realizează condiţia invariantă, unde sunt 4 faze în echilibru: $L + A^s + B^s + C^s$.

Pentru o compoziţie dată, echilibrele se modifică dacă în sistem are loc o variaţie a temperaturii, ceea ce implică: (a) schimbarea compoziţiei lichidului; (b) schimbarea proporţiilor dintre faze; (c) schimbarea calităţii fazelor, dacă variaţiile de compoziţie ale lichidului depăşesc un anumit prag. Pentru a urmări în mod concret o evoluţie a unui sistem tricomponent oarecare, ar trebui să cunoaştem două lucruri, absolut necesare:

- compoziţia chimică globală a sistemului;
- evoluţia compoziţiei lichidului în domeniul bivariant, dacă solidul cristalizează (sau invers, se topeşte).

Fie compoziţia chimică globală cea desemnată prin cifra 1 în triunghiul din figura 3.29. La temperaturi supraliquidus ($T > T_L$), sistemul cu această compoziţie este complet lichid, chimismul lichidului fiind insensibil la modificarea temperaturii. La temperatura $T = T_L$, începe cristalizarea solidului $B^s$. Aici proporţia solidului este infimă, astfel încât se poate spune că, compoziţia fazei lichide în echilibru cu solidul $B^s$, rămâne tot în punctul 1. Dacă micşorăm temperatura, concentraţia $X_B^L$ se micşorează şi, deci, compoziţia chimică a lichidului se schimbă. Observăm, pe de altă parte, că ceilalţi doi componenţi (respectiv A şi C) nu participă la cristalizare. De aceea, raportul concentraţiilor acestora în lichid rămâne constant:

BCU "Al. I. Cuza" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

marcăm pe curba liquidus compoziţia lichidului final în punctul $L_f$. Proiectăm acest punct pe latura AB în punctul F` şi trasăm izopleta A-B a acestui punct în triunghiul ABC. Intersecţia acestei izoplete cu linia cotectică în punctul F marchează condiţia finală (compoziţia şi temperatura) a lichidului ternar la echilibru cu faza mixtă (A,B) şi faza solidă monocomponentă, C. Punctele I şi F arată, deci, condiţia iniţială şi, respectiv, cea finală a lichidului. De la I la F se parcurg două etape:

- Etapa evoluţiei bivariante, pe izocora iniţială A:B, până la intersecţia cu linia cotectică. Acum sunt în echilibru doar două faze: L şi $(A,B)_{solid}$ .
- Etapa evoluţiei monovariante, pe cotectic, până la punctul final F. Acum sunt în echilibru 3 faze: L + $(A,B)_{solid}$ + $C_{solid}$ .

La punctul F se atinge temperatura solidus, $T_s$. Sub $T_s$ faza lichidă dispare, rămânând doar cele două faze solide, în proporţia indicată de punctul I.

În eventualitatea că punctul ce desemnează condiţia iniţială este în domeniul componentului C, pe aceeaşi izopletă A:B din exemplul precedent, atunci în decursul răcirii avem:

- etapa evoluţiei pe izocora A:B până la linia cotectică, având în echilibru faza solidă C şi lichidul tricomponent;
- etapa evoluţiei pe linia cotectică, cu 3 faze la echilibru, până în punctul F`.

C. Evoluţia echilibrului în sistemul ternar cu cei trei componenţi total miscibili în stare solidă.

Datele necesare sunt prezentate în figura 3.31.

Fie chimismul global definit de punctul I din fig. 3.31.c. La temperatura $T > T_L$, tot sistemul este lichid (în echilibru trivariant) cu compoziţia $L_i$ egală cu cea a sistemului global. La $T = T_L$, cristalizează o fază solidă, $s_i$, mixtă, tricomponentă. Diagramele binare de fază ne arată că în solidul mixt intră cu precădere componentul A, cel mai greu fuzibil. De aceea, la $T = T_L$, solidul $s_i$ este mai bogat în componentul A decât lichidul cu care se află în echilibru. Pe măsură ce scade temperatura, compoziţia solidului tricomponent tinde să se apropie de compoziţia globală, pe când compoziţia lichidului se îndepărtează , ca urmare a îmbogăţirii sale în ceilalţi doi componenţi mai uşor fuzibili. În final, solidul capătă compoziţia lichidului iniţial, iar lichidul dispare. Izoterma la care dispare ultima cantitate de lichid (respectiv $L_f$), desemnează temperatura solidus ($T_s$) a compoziţiei date. [Evident, într-un astfel de sistem, temperatura $T_s$ este dependentă de compoziţia globală.]

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

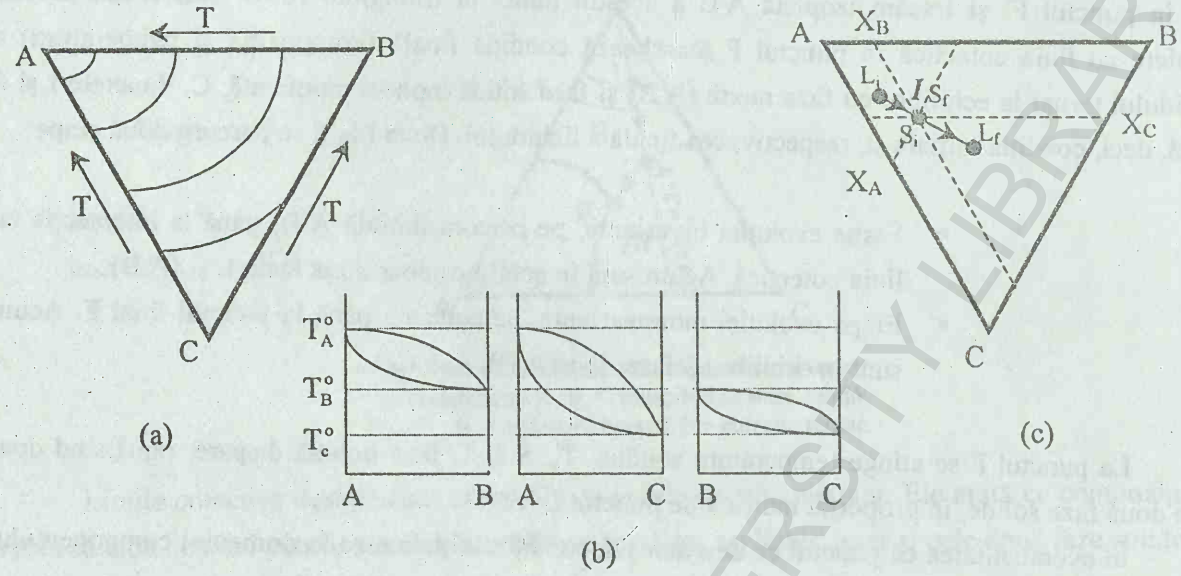



**Fig. 3.31.** – Datele sistemului ternar.

(a) – Poziţia izotermelor în diagrama ternară, în ipoteza că $T^\circ_A > T^\circ_B > T^\circ_C$. În această diagramă nu există linii cotectice.

(b) – Temperaturile relative ale celor trei echilibre binare: A – B , A – C , B – C.

(c) – Compoziţia globală a sistemului, definită de punctul *I* şi evoluţia chimismului celor două faze mixte. [$S_i$ = solidul iniţial; $S_f$ = solidul final; $L_i$ = lichidul iniţial; $L_f$ = lichidul final.]

În intervalul termic $T_L - T_s$ sistemul este bivariant, având în echilibru două faze mixte. Sub temperatura $T_s$ sistemul devine din nou trivariant, pentru că va fi monofazic (o singură fază solidă mixtă).

### 3.3.1.4.2.2.3. Diagrame T – X pseudoternare

Uneori, în sistemul tricomponent sunt posibile reacţii chimice între cei 3 componenţi, formându-se compuşi stabili, capabili să se topească congruent. Un astfel de compus stabil, cu topire congruentă, devine, practic, un component termodinamic, aşa încât sistemul rămâne doar aparent tricomponent. În realitate el va avea două categorii de componenţi: (a) componenţi elementari (cei cu formula chimică cea mai simplă); (b) componenţi complecşi (cei rezultaţi din reacţia componenţilor elementari). Dacă A, B şi C sunt cei trei componenţi elementari, atunci toate substanţele cu formula $A_aB_bC_c$ sunt componenţi termodinamici complecşi - aici prin simbolurile a,

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

b, c sunt redaţi coeficienţii stoichiometrici - ). De pildă, în sistemul ternar $SiO_2$ – CaO – MgO , cei trei oxizi pot fi consideraţi componenţi elementari, pe când compuşii $Ca_2SiO_4$, $CaSiO_3$, $CaMgSi_2O_6$, $Mg_2SiO_4$, $MgSiO_3$ etc. sunt consideraţi componenţi complecşi. În figura 3.32. este prezentată o

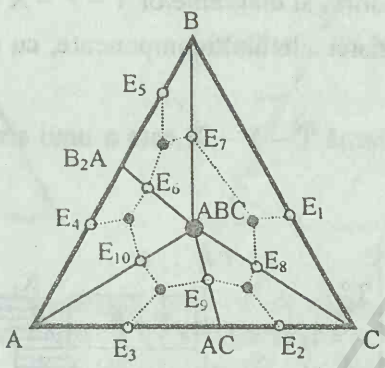



**Fig. 3.32.** – Diagramă pseudoternară.
[ABC, $AB_2$ , AC = componenţi complecşi
A, B, C = componenţi elementari.]

diagramă pseudoternară cu trei componenţi elementari şi alţi trei componenţi complecşi. În realitate, sistemul încetează să mai fie ternar. Din punctul de vedere al regulii fazelor, nu mai este o singură diagramă ternară, ci cinci diagrame ternare, numai că sunt toate alipite pentru a se putea exprima mai uşor chimismul global. Cele 5 diagrame ternare sunt:

- diagrama A – ABC – $B_2A$;
- diagrama $B_2$ – ABC – B;
- diagrama B – ABC – C;
- diagrama AC – ABC – C;
- diagrama A – ABC – AC.

În oricare din aceste diagrame ternare, compoziţia globală a sistemului nu mai poate fi redată prin raportul componenţilor reali ai diagramei, ci numai prin raportul componenţilor elementari. De aceea, dacă nu ne interesează raportul componenţilor elementari (A:B:C), ci numai raportul componenţilor reali ai diagramei, este preferabil ca fiecare triunghi să se reconstruiască sub forma unui triunghi echilateral. De acest lucru trebuie să se ţină cont ori de câte ori se urmăreşte bilanţul de masă al fazelor în echilibru.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.3.1.4.3. Diagrame T – P – X

Diagramele T – P – X sunt considerate diagrame de echilibru T – P pe care sunt trasate izopletele concentrațiilor de saturație ale componenților în faza lichidă. Izopleta unui component apare în diagrama T – P ca o linie, reprezentând condițiile P, T la care componentul obține concentrația de saturație. Avantajul enorm al diagramelor T – P – X este că ele permit reprezentarea în plan a echilibrelor de fază pentru sistemele multicomponente, cu condiția ca chimismul global al sistemului să rămână constant.

Evident, cea mai simplă diagramă T – P – X este a unui sistem bicomponent. Fie sistemul

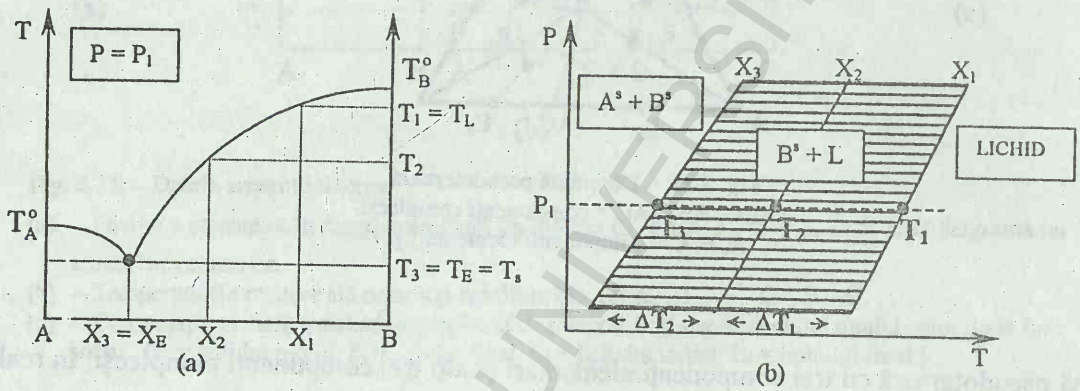



**Fig. 3.33.** – Construirea unei diagrame T – P – X a unui sistem binar (A,B), cu compoziția globală $X_1$. (a) Diagrama T – X, la presiunea $P = P_1$; (b) Diagrama T – P – X, cu izopletele $X_1$, $X_2$, $X_3$, în ipoteza că $\partial T / \partial P > 0$.

binar A,B cu diagrama T – X ca în figura 3.33.a.

La o compoziție globală dată de $X_1$, în condiții izobare, pentru orice temperatură cuprinsă între $T_1 = T_L$ și $T_3 = T_E$ există o anumită concentrație de echilibru a componentului B. De pildă, la $T_1$, $T_2$ și $T_3$ concentrațiile de saturație ale componentului B în lichid sunt $X_1$, $X_2$ și $X_3$. Să transpunem temperaturile $T_1$, $T_2$, $T_3$ într-o diagramă T – P, la izobara $P_1$ (fig. 3.33.b.) și să trasăm, apoi, variația acestor temperaturi cu presiunea, păstrând constante concentrațiile de echilibru, folosind ecuația Clausius – Clapeyron:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{X_i} = \frac{\overline{V}_i^L - \overline{V}_i^s}{\overline{S}_i^L - \overline{S}_i^s}$$

Se obțin astfel 3 izoplete care sunt, de fapt, liniile monovariante de echilibru, corespunzătoare celor 3 concentrații de saturație arbitrar alese.

Se subînțelege că, pentru orice temperatură, la $P = P_1$, cuprinsă în intervalul $T_1 = T_L$ și $T_3 = T_E$, se poate trasa câte o izopletă. Numărul izopletelor teoretic posibile fiind infinit, practic, la sistemele binare este suficient să se traseze doar izopletele temperaturilor maxime ($T_L$) și a celor minime ($T_E$).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Să construim, în continuare, diagrama T – P – X a unui sistem ternar (A, B, C) cu compoziția globală $X_1$ (fig. 3.34.).

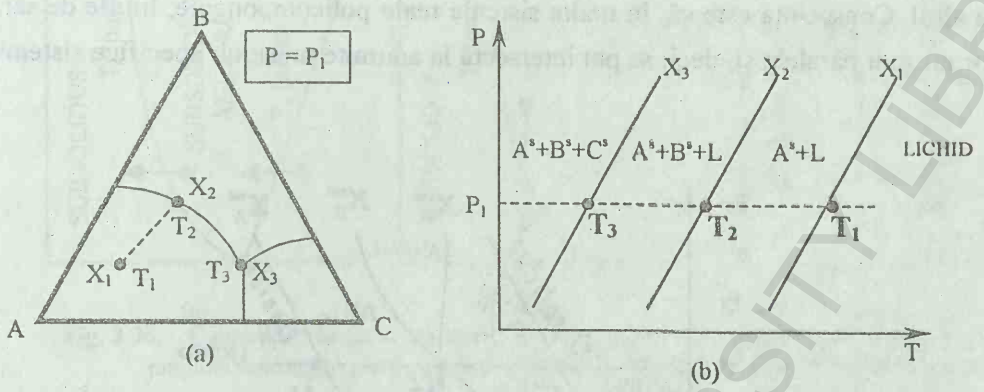



**Fig. 3.34.** – Construirea unei diagrame T – P – X a sistemului ternar A, B, C cu compoziția globală $X_1$. (a) Diagrama T – X, la presiunea $P = P_1$; (b) Diagrama T – P – X, cu trei izoplete reper ($X_1$ , $X_2$ , $X_3$).

Pentru această compoziție, echilibrele de fază solid – lichid pot evolua doar în intervalul termic cuprins între $T_1 = T_L$ și $T_3 = T_E = T_s$ . La temperatura $T_1$ lichidul este în echilibru cu faza solidă $A^s$ numai dacă lichidul are compoziția $X_1$. La $T_2$ lichidul are compoziția $X_2$ , iar la $T_3$ , compoziția $X_3$. Transpunând și în acest caz cele 3 temperaturi de echilibru într-o diagramă T – P , la $P = P_1$ , apoi la diferite presiuni, păstrând concentrațiile de echilibru constante, vom obține diagrama T – P – X a sistemului ternar A, B, C definit de compoziția globală $X_1$. Izopleta $X_2$ desemnează temperatura maximă la care se poate obține concentrația de saturație pentru componentul B, în sistemul ternar dat, definit de compoziția globală $X_1$. Această linie monovariantă împarte domeniul T – P al echilibrelor de fază în două subdomenii termice:

a. subdomeniul de temperatură mai înaltă, cu o singură fază solidă în echilibru cu L;

b. subdomeniul de joasă temperatură, cu două faze solide în echilibru cu L.

[Se subînțelege că în fiecare subdomeniu termic pot fi trasate numeroase izoplete funcție de scopul urmărit, fiecare izopletă desemnând compoziția lichidului care se află la echilibru cu fazele solide.]

Așa cum se poate observa, diferența esențială între diagrama T – P – X a unui sistem binar față de cea a sistemului ternar, este că în sistemul binar există doar un singur interval termic (cuprins între $T_s$ și $T_L$), pe când în cel ternar, cu componenți imiscibili în stare solidă, există două astfel de intervale. La sistemele policomponente cu $c > 3$ , numărul maxim posibil al acestor subintervale termice este mai mare. Pentru orice sistem numărul de subintervale termice este:

$$n = f - 1 \quad ,$$

unde f este numărul maxim posibil de faze solide în acest sistem.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Este foarte important să se reţină că linia care separă două subintervale termice vecine desemnează concentraţia de saturaţie a unui component, la diverse temperaturi şi presiuni. Variaţia acestei concentraţii cu temperatura şi presiunea este, de cele mai multe ori, diferită de la un component la altul. Consecinţa este că, în multe sisteme reale policomponente, liniile de saturaţie a componenţilor nu sunt paralele şi, deci, se pot intersecta la anumite presiuni, specifice sistemului dat (fig. 3.35.).

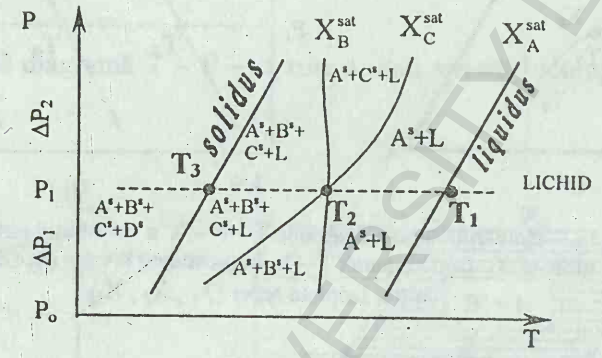



**Fig. 3.35.** – Intersecţia liniilor de saturaţie în diagrama T-P-X a sistemului A,B,C,D.

Presiunile la care se intersectează două dintre aceste linii de saturaţie devin presiuni reper pentru sistemul dat, deoarece de o parte şi de alta a acestei presiuni se schimbă ordinea termică a echilibrelor de fază. Presiunile intersecţiilor permit, astfel, divizarea câmpului T – P de stabilitate al fazelor în subdomenii barice (intervale barice), fiecare interval baric având propria sa succesiune termică a echilibrelor de fază.

## 3.3.2. Ordinea de cristalizare din soluţiile lichid magmatice

În magmele naturale multicomponente, de regulă componenţii minerali cristalizează succesiv. Excepţia o reprezintă acele cazuri, extrem de rare, când compoziţia magmei coincide cu compoziţia eutectică a sistemului, ceea ce determină cristalizarea simultană a tuturor componenţilor.

Cristalizarea se petrece ori de câte ori sistemul magmatic îşi schimbă condiţia, în aşa fel încât acesta să se apropie din ce în ce mai mult de condiţia subsolidus. Trei mecanisme mai importante pot asigura o astfel de evoluţie:

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- micşorarea mai mult sau mai puţin izobară a temperaturii (fig.3.36.a.);

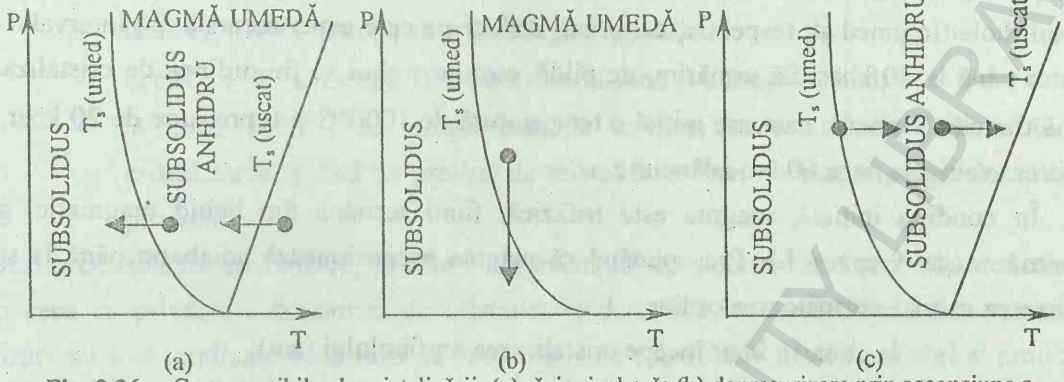



**Fig. 3.36.** – Cauze posibile ale cristalizării: (a) răcire izobară; (b) depresurizare prin ascensiune a magmei umede; (c) pierderea componentului volatil, în condiţii izobar-izoterme.

- depresurizarea, mai mult sau mai puţin adiabatică, a magmelor bogate în componenţi volatili (fig. 3.36.b.);
- pierderea substanţelor volatile, ceea ce se poate realiza, de exemplu, prin ruperea acoperişului magmatic. Trecerea de la condiţia "umedă" la cea "uscată" face să crească temperatura solidus a lichidului magmatic. Ca urmare, condiţia magmatică iniţială a sistemului poate deveni condiţie subsolidus prin simpla pierdere a volatilelor, fără ca temperatura şi presiunea să sufere modificări esenţiale (fig. 3.36.c.).

Temperaturile solidus, ca şi curbele de saturaţie ale componenţilor, se pot modifica şi ca urmare a adaosului sau a pierderii unui component nevolatil, însă aceste modificări sunt mult mai puţin dramatice decât cele provocate de fluide.

Pentru unul şi acelaşi sistem magmatic, definit compoziţional, ordinea de cristalizare diferă funcţie de cauza cristalizării, pe de o parte, iar pe altă parte, de intervalul baric în care are loc cristalizarea. Un exemplu edificator pentru ilustrarea dependenţei dintre ordinea de cristalizare şi condiţia cristalizării, ni-l oferă magmele

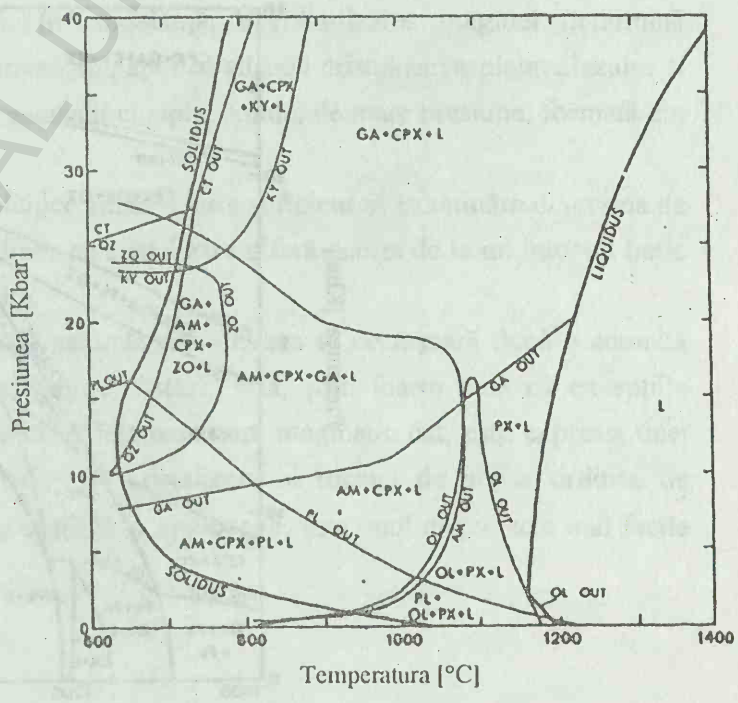



**Fig. 3.37.** – Diagramă T – P – X reprezentând echilibrele de fază în sistemul tholeitic umed (după Green, 1982). [Abrevieri: AM=amfibol, CPX=clinopiroxen, GA=granat, OL=olivină; PL=plagioclaz, PX=piroxen,QZ=cuarţ, ZO=zoizit, L=lichid.]

BUJASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tholeitice, unele dintre cele mai bine studiate experimental. Vom lua ca bază de discuție datele lui Green (1982). În figurile 3.37.şi 3.38. sunt arătate, în diagrame T – P – X, echilibrele de fază în sistemul tholeitic umed şi, respectiv, cel uscat, deduse pe cale experimentală, pe intervalul baric de la 1 atm până la 40 kbar. Să urmărim, de pildă, cum ar trebui să fie ordinea de cristalizare într-o magmă tholeitică umedă, care are inițial o temperatură de 1000°C şi o presiune de 20 kbar, ceea ce s-ar putea realiza la circa 60 km adâncime.

În condiția inițială, magma este trifazică, fiind formată din lichid magmatic, granat şi clinopiroxen (ga + cpx + L). Presupunând că magma ascensionează adiabatic până la suprafață, cristalizarea va urma următoarea ordine:

- la circa 18 kbar începe cristalizarea amfibolului (am);
- a circa 10 kbar se resoarbe granatul (devine instabil) şi dispare din sistem;
- la circa 4.5 kbar începe să cristalizeze plagioclazul;
- la circa 4 kbar începe să cristalizeze olivina;
- la circa 3 kbar se resoarbe amfibolul (devine instabil) şi dispare;
- la circa 1 kbar se intră în domeniul subsolidus şi vom avea ca produs de cristalizare final asociația: plagioclaz, olivină, piroxen.

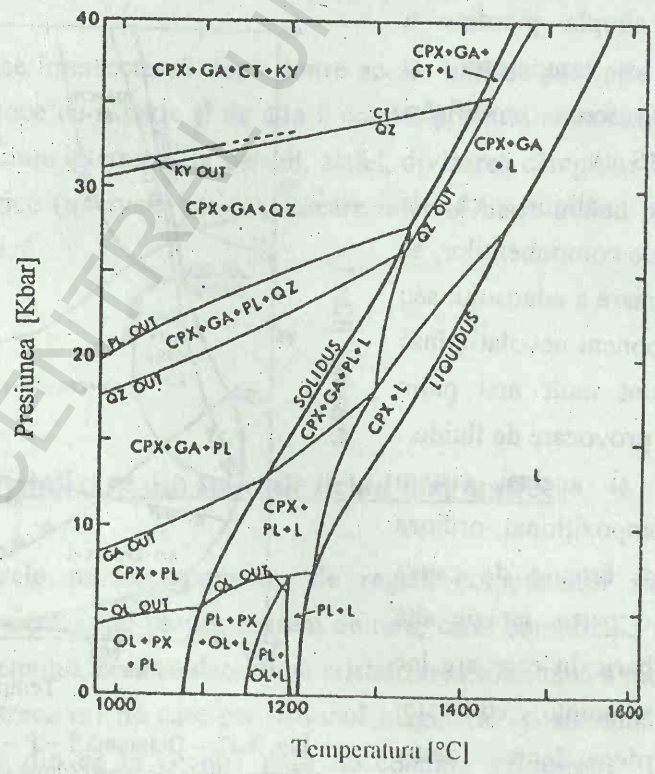



**Fig. 3.38.** – Diagrama T – P – X reprezentând echilibrele de fază în sistemul tholeitic uscat (după Green, 1982). [Abrevieri: AM=amfibol, CPX=clinopiroxen, GA=granat, OL=olivină; PL=plagioclaz, PX=piroxen,QZ=cuarț, ZO=zoizit, L=lichid.]

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Aceeaşi magmă, aflată în condiţia iniţială definită de T = 1250°C şi P = 1 atm. (o lavă revărsată) la suprafaţa Pământului, prin răcire, va avea următoarea succesiune de cristalizare:

- la circa 1200°C începe să cristalizeze plagioclazul;
- la circa 1180°C începe să cristalizeze olivina şi clinopiroxenul;
- la circa 1050°C se atinge condiţia solidus, unde ar trebui să se termine cristalizarea, având ca produs de cristalizare final asociaţia: plagioclaz, olivină, piroxen.

Deşi produsele de cristalizare, în cele două exemple, sunt relativ aceleaşi, ele se deosebesc enorm în ceea ce priveşte succesiunea de cristalizare, deoarece în cazul cristalizării cauzată de depresurizare au fost implicate două faze de presiune mare sau relativ mare (granatul şi amfibolul) care, pe parcursul cristalizării au dispărut. Numai în cazul fericit că cele două faze s-au păstrat ca relicte, ne putem da seama rapid că evoluţia cristalizării a fost impusă de depresurizare şi nu de răcire.

Să urmărim acum efectul posibil al deshidratării magmei tholeitice, aflată la 1000°C şi 20 kbar. Iniţial ea este o magmă cu granat şi piroxen, dar prin pierderea totală a apei, temperatura solidus a magmei se mută la circa 1250°C. În acelaşi timp, curba de saturaţie a plagioclazului (respectiv a albitului) se ridică până la presiuni de peste 20 kbar, iar curba de saturaţie a amfibolului se deplasează spre temperaturi mai mici. În consecinţă, devolatilizarea magmei determină cristalizarea în continuare a granatului şi piroxenului, apoi se adaugă cristalizarea plagioclazului şi cuarţului. Ca rezultat final va fi apariţia unei asociaţii complet solide, de mare presiune, formată din granat, clinopiroxen, plagioclaz acid şi cuarţ.

Cât priveşte cristalizarea magmei tholeitice anhidre, este suficient să examinăm diagrama de fază din figura 3.38., pentru a observa că ordinea de cristalizare diferă enorm de la un interval baric la altul, dacă cristalizarea este cauzată de răcire.

Multe decenii s-a crezut că în magmele naturale cristalizarea se desfăşoară după o anumită regulă, cu largă valabilitate, excepţiile fiind puţine. Astăzi, însă, ştim foarte bine că excepţiile constituie regula. O anumită ordine de cristalizare, într-un sistem magmatic dat, este expresia unei anumite cauze şi unei anumite condiţii barice de cristalizare şi tocmai de aceea ordinea de cristalizare, pe care adesea o putem "citi" cu uşurinţă la microscop, este unul dintre cele mai facile criterii de apreciere a evoluţiei magmei.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 3.3.3. Cinetica cristalizării lichidelor magmatice

### 3.3.3.1. Forţa motrică a cristalizării

Cinetica cristalizării studiază etapele, mecanismele şi viteza procesului de trecere de la starea lichidă la cea cristalină. Un postulat fundamental al cineticii este acela că, procesul de cristalizare este imposibil dacă, în condiţiile date, lichidul magmatic nu are o energie liberă mai mare decât starea cristalină. Starea unui astfel de lichid este considerată metastabilă şi, deci, numai un lichid metastabil poate cristaliza. Prin cristalizare sistemul îşi micşorează energia liberă cu valoarea:

$$\Delta G = G^s - G^L < 0 \quad .$$

Valoarea $\Delta G$ este numită energie liberă de cristalizare, iar opusul ei este numită forţă motrică a procesului de cristalizare. Dacă ne referim la un anumit component, atunci forţa motrică a cristalizării este:

$$F_i = -\Delta G_i = -(G_i^s - G_i^L) \quad .$$

Forţa motrică, $F_i$, este măsura gradului de metastabilitate a componentului în stare lichidă şi este direct proporţională cu abaterea ($\Delta$) de la condiţia de echilibru. La lichidele magmatice, abaterea, $\Delta$, se poate realiza prin variaţiile de temperatură, presiune sau de concentraţii. Ca urmare, pot fi trei tipuri de abateri:

a. Abaterea termică ($\Delta T$), respectiv abaterea de la condiţia termică de echilibru, în condiţii izobare:

$$\Delta T = T_e - T_c \quad ,$$

unde $T_e$ este temperatura de echilibru la P şi $X_i$ constante, iar $T_c$ este temperatură reală a cristalizării. Evident, $T_e > T_c$ . Această abatere termică este numită subrăcire. Suprarăcirea înseamnă că în intervalul termic $\Delta T$, lichidul nu cristalizează şi supravieţuieşte ca lichid metastabil sau lichid suprarăcit. Temperatura $T_c$, la care se produce într-adevăr cristalizarea, este considerată temperatură cinetică de cristalizare, pentru a se deosebi de temperatura $T_e$ , de echilibru. Dacă temperatura $T_e$ este o constantă a sistemului (la presiunea dată şi concentraţia dată), temperatura $T_c$ este o variabilă, care depinde de viteza de răcire a sistemului. Cu cât răcirea este mai rapidă, cu atât este mai mare abaterea termică faţă de $T_e$.

b. Abaterea barică ($\Delta P$). Este abaterea de la presiunea de echilibru,

$$\Delta P = P_e - P_c \quad ,$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde $P_c$ este presiunea reală a cristalizării. Şi aici, în intervalul baric ΔP, lichidul este metastabil şi se

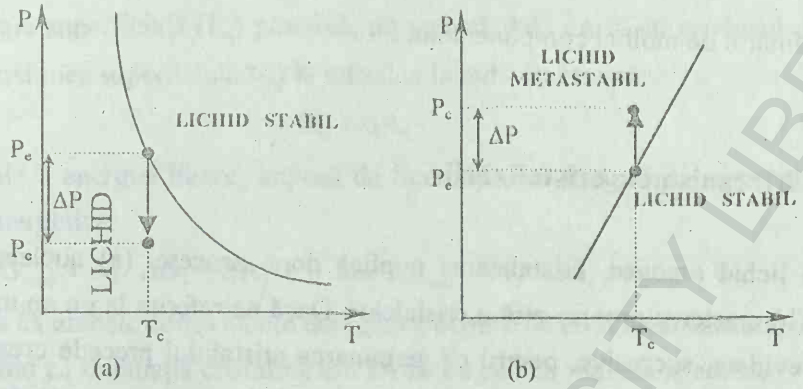



**Fig. 3.39.** – Posibilităţi de abatere izotermă de la presiunile de echilibru, $P_e$.
(a) – abatere prin depresurizare (mecanism natural posibil);
(b) – abatere prin suprapresurizare (mecanism natural puţin probabil).

conservă până la presiunea $P_c$, unde începe cristalizarea. Teoretic, abaterile izoterme ΔP se pot obţine la orice sistem ale căror presiuni de echilibru variază cu temperatura (liniile monovariante din diagramele T - P sau T - P - X au pante pozitive sau negative). Totuşi, în natură, cele mai probabile abateri se obţin prin depresurizare, fiind specifice lichidelor hidratate, ale căror linii monovariante pot avea pante negative (fig. 3.39.).

c. Suprasaturarea în condiţii izobar – izoterme. Este o abatere de la concentraţia de saturaţie a componentului:

$$\Delta X_i = X_i - X_i^{sat} \quad ,$$

unde, $X_i$ este concentraţia de suprasaturaţie la care are loc cristalizarea componentului i. În lichidele apoase, o astfel de abatere este uşor realizabilă, în condiţii izobar - izoterme, prin evaporarea solventului, respectiv a apei, sau prin consumarea apei într-o reacţie de hidratare. La lichidele magmatice, o modificare izobară şi izotermă a concentraţiei unui component este ceva mai rară. Totuşi şi aici este posibilă, mai ales la lichidele magmatice bogate în componenţi volatili, care, prin devolatilizare izotermă şi izobară, pot pierde selectiv anumiţi componenţi. Cristalizarea selectivă şi succesivă în anumite condiţii izobar - izoterme este, de asemenea, o cauză posibilă a abaterii de la concentraţia de echilibru a anumitor componenţi.

Funcţie de mecanismul prin care se realizează abaterea de la condiţia de echilibru, relaţiile dintre forţa motrică a cristalizării unui component şi abaterea Δ sunt următoarele:

$$(F_i)_{P,X_i} = (S_i^L - S_i^s) \cdot \Delta T$$

$$(F_i)_{T,X_i} = (V_i^L - V_i^s) \cdot \Delta P$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$(F_i)_{T,P} = N_i RT \ln\left(\frac{X_i}{X_i^{sat}}\right) ,$$

unde $N_i$ este numărul de moli ai componentului i.

### 3.3.3.2. Mecanismele cristalizării

Într-un lichid omogen, cristalizarea implică două procese: (a) nucleerea (sau germinarea cristalelor) şi (b) creşterea propriu-zisă a cristalelor. Dacă ne referim la un anumit cristal, cele două procese sunt, evident, succesive, pentru că germinarea cristalului precede creşterea acestuia. Însă, dacă ne referim la întregul lichid magmatic, atunci ambele procese se pot desfăşura simultan: în timp ce unele cristale sunt deja formate şi cresc, altele sunt în faza de germinare, iar altele nici măcar nu au germinat. Este, deci, puţin probabil ca toate cristalele care apar în timpul procesului de cristalizare să fie izocrone şi, de aceea, nu este de loc obligatoriu ca procesul de germinare să preceadă pe cel de creştere. Procesul de creştere a unui cristal este relativ mai uşor de înţeles, deoarece creşterea înseamnă adiţia de substanţă pe suprafeţele deja existente ale cristalului, eventual pe muchiile sau colţurile acestuia. Vom vedea, mai jos, că funcţie de viteza de cristalizare şi de alţi factori, prin creştere se pot obţine fie cristale compacte şi cu forme cristalografice, fie cristale cu forme aberante. Indiferent, însă, de formele realizate, creşterea unui cristal înseamnă, în ultimă instanţă, mărirea volumului acestuia sau a masei acestuia, prin transferul substanţei din lichid către cristal.

Ceva mai greu de înţeles este germinarea sau nucleerea corpului cristalin în masa lichidului omogen. Conform teoriei cineticii, primii germeni cristalini apar spontan (de la sine), ca urmare a mişcării aleatorii a particulelor din fluid. În orice lichid metastabil în care există o mişcare dezordonată a particulelor se pot realiza, în spaţii minuscule, abateri efemere de la configuraţia microscopică normală a fluidului, numite fluctuaţii. Un germen cristalin este o fluctuaţie stabilă, având o structură proprie cristalelor. De reţinut, însă, că nu toate fluctuaţiile din lichidul metastabil devin germeni cristalini. Din numărul imens al microcristalelor generate prin fluctuaţii, doar câteva, şi anume cele care depăşesc o anumită dimensiune critică, sunt stabile şi evoluează, prin creştere spre cristale tridimensionale propriu-zise. Toate celelalte dispar de la sine, fiind instabile.

Dimensiunea critică a germenului cristalin este impusă de faptul că, simultan cu fluctuaţia, apar două efecte energetice contrare ca sens. Unul este micşorarea energiei libere a sistemului, deoarece fluctuaţia face ca în spaţiul considerat să se treacă de la starea metastabilă a lichidului la starea cristalină. În volumul fluctuaţiei, micşorarea este egală cu:

$$V_f(G_i^s - G_i^L) = V_f \cdot \Delta G_i < 0 ,$$

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

unde $V_f$ este volumul fluctuației, iar $\Delta G_i$ este variația energiei libere în unitatea de volum. Cel de-al doilea efect este datorat apariției suprafeței de discontinuitate între fluctuația cristalină și lichid. Astfel apare o energie superficială ($E_s$) pozitivă, de această dată egală cu produsul dintre suprafața fluctuației ($A_f$) și tensiunea superficială ($\sigma$) la interfața lichid - fluctuație:

$$E_s = \sigma A_f \quad .$$

Variația totală a energiei libere, impusă de fluctuație, va fi egală cu suma algebrică a celor două componente energetice:

$$\Delta G_{total} = V_f \cdot \Delta G_i + \sigma A_f \geq 0 \text{ sau } \Delta G_{total} = V_f \cdot \Delta G_i + \sigma A_f < 0 \quad .$$

A se observa că ambele componente energetice depind de dimensiunea fluctuației. De exemplu, presupunând că fluctuația cristalină are formă de cub cu muchia a, atunci:

$$\Delta G_{total} = a^3 \cdot \Delta G_i + 6\sigma a^2 \geq 0 \text{ sau } \Delta G_{total} = a^3 \cdot \Delta G_i + 6\sigma a^2 < 0 \quad .$$

Dimensiunea critică, respectiv muchia critică, $a_K$ , a cubului este considerată acea dimensiune la care $\Delta G_{total} = 0$ și se poate deduce ușor că:

$$a_K = -\frac{2\sigma}{\Delta G_i} \text{ sau } a_K = \frac{\sigma}{F_i} \quad ,$$

unde $F_i$ este forța motrică a cristalizării fluctuației raportată la unitatea de volum. [Aici semnul minus se pune deoarece $\Delta G_i$ este negativ.]

Din această relație se vede imediat că dimensiunea critică a germenului scade pe măsură ce crește forța motrică și este infinit de mare la condiția de echilibru, unde $F_i = 0$ (fig. 3.40.). Cu alte cuvinte, la condiția de echilibru germinarea este imposibilă. Ea este posibilă doar în lichidele metastabile.

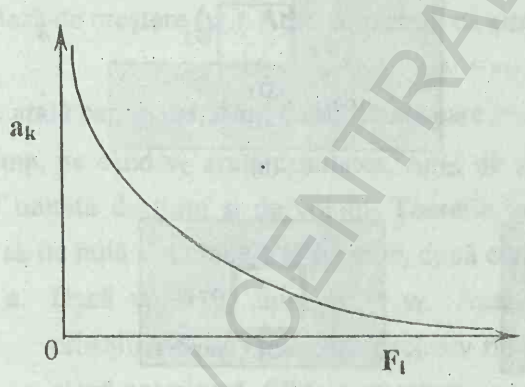



**Fig. 3.40.** – Relația dintre dimensiunea critică a germenului ($a_k$) și forța motrică a cristalizării unui component, $F_i$.

Se știe din observații directe că germinarea fazelor solide în mediile fluide este mult ușurată dacă germenii au posibilitatea fixării pe un suport cristalin deja preexistent. În acest caz, fluctuația beneficiază de structura cristalină existentă, fluctuația fiind un fel de prelungire locală și spontană a cristalului spre mediul fluid, edificată însă din particulele fluidului. De cele mai multe ori, germenul se fixează evident orientat pe suportul cristalin, în sensul că unele plane sau șiruri reticulare din germen sunt paralele cu alte plane sau șiruri de suport. Aceasta este așa numita germinare epitaxială (fig. 3.41.). Ea se realizează cu mare ușurință în cazul în care suportul preexistent și faza cristalină neoformată au structura reticulară asemănătoare.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

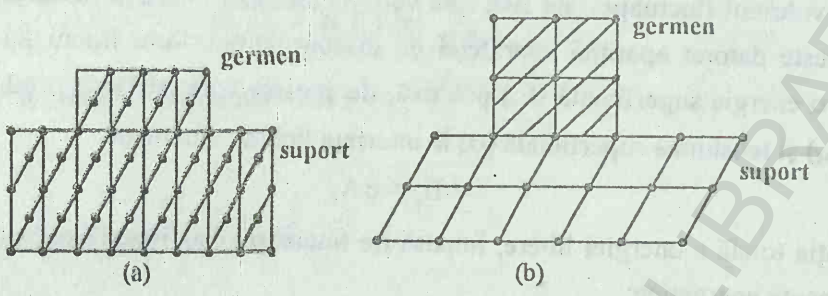



**Fig. 3.41.** – (a) Germinare epitaxială (tip izomorf); (b) germinare epitaxială neizomorfă (heteromorfă).

De pildă, foarte uşor germinează epitaxial albitul pe feldspatul potasic triclinic (şi invers) sau amfibolul pe piroxen. Cazul limită, când suportul îl constituie cristale aparţinând însăşi fazei care urmează să cristalizeze, este adesea invocat în mineralogia experimentală ori de câte ori fluctuaţiile spontane nu izbutesc să realizeze germeni critici (mai ales în apropierea condiţiilor de echilibru).

Este posibilă şi germinarea neorientată. Totuşi, şi în acest caz se remarcă adesea că germenii preferă anumite feţe ale suportului şi, în special, pe acelea care le oferă cât de cât o similititudine reticulară.

Fără îndoială că germinarea pe suporturi este controlată de tensiunea superficială.

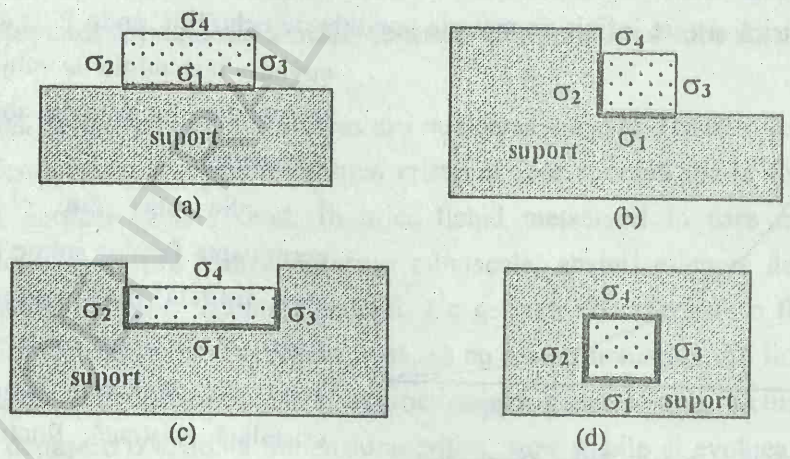



**Fig.3.42.** – Diverse posibilităţi de germinare pe suporturi:
(a) – cu o singură suprafaţă de contact;
(b) – cu două suprafeţe;
(c) – cu trei suprafeţe;
(d) – cu patru suprafeţe.

Micşorarea apreciabilă a tensiunii superficiale şi chiar anularea ei, în condiţiile orientării reticulare a fluctuaţiei faţă de suport, diminuează corespunzător raza critică a germenilor. De aceea, cu cât suportul este mai apropiat fizico-chimic de faza neoformată, cu atât este mai probabilă germinarea

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

orientată pe suport. Dacă suportul nu are defecte reticulare şi are suprafeţe cristalografice perfect plane (caz limită, practic inexistent), germenul nu-şi poate pune în comun decât o singură interfaţă cu suportul (fig. 3.42.a.) şi, deci, nu-şi poate micşora decât o singură componentă a tensiunii. Insă, dacă suportul are defecte (fig. 3.42.b, c, d), germenul poate să-şi pună în comun două sau mai multe interfeţe, micşorându-se corespunzător şi alte componente ale tensiunii.

Ţinând seama de numeroasele defecte pe care le au cristalele naturale, germinările de tip b, c şi d sunt, probabil, foarte răspândite în magme.

### 3.3.3.3. Viteza de cristalizare

Viteza de cristalizare, v, este o mărime care poate fi definită în mai multe feluri, funcţie de scop sau funcţie de mecanismul cristalizării. La modul cel mai general, ea ar putea fi definită ca fiind variaţia masei cristaline într-un volum dat şi un timp dat, în decursul procesului de cristalizare:

$$v = \frac{1}{V}\frac{\Delta m}{\Delta t},$$

unde $\Delta t$ este timpul în care se face transferul de masă, $\Delta m$, dinspre lichid spre faza cristalină. Dacă avem în vedere că o parte din transfer se face prin mecanismul fluctuaţiei, iar o altă parte prin mecanismul creşterii, atunci putem vorbi fie de o viteză de germinare, respectiv de nucleere ($v_N$), fie de o viteză de creştere ($v_C$). Admiţând apoi, că ambele mecanisme acţionează simultan, atunci:

$$v = v_N + v_C \ .$$

Aici $v_N$ arată cantitatea, $\Delta m_1$, de substanţă care trece în germeni, prin fluctuaţie, în unitatea de volum şi de timp, pe când $v_C$ arată cantitatea, $\Delta m_2$, de substanţă care se depune pe suprafaţa nucleelor în aceeaşi unitate de timp şi de volum. Teoretic este posibil ca una din cele două componente ale vitezei să fie nulă sau ambele să fie nule, după cum urmează:

a. Dacă $v_N = 0$, atunci $v = v_C$. Aceasta înseamnă că germinarea este inhibată, iar cristalizarea se realizează exclusiv fie prin creşterea unor germeni formaţi cândva într-o etapă anterioară, fie prin creşterea unor cristale preexistente (restite cristaline sau cristale asimilate din rocile înconjurătoare).
b. Dacă $v_C = 0$, atunci $v = v_N$. Aceasta înseamnă că tot procesul de cristalizare constă într-o dezvoltare explozivă a nucleelor, cu o viteză atât de mare, încât tot volumul să se ocupe numai cu germeni cristalini, extrem de mici.
c. Dacă $v_N = 0$ şi $v_C = 0$, atunci viteza de cristalizare devine nulă. La condiţia de echilibru, viteza de cristalizare este într-adevăr nulă, dar nu despre această condiţie este vorba, ci

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

despre acele condiţii cu totul speciale când lichidul metastabil nu mai poate cristaliza din cauza unei frâne oarecare. Spunem, în acest caz, că procesul de cristalizare este inhibat.

Din motive practice, pentru exprimarea vitezelor $v_N$ şi $v_C$ nu se ia în consideraţie variaţia masei în unitatea de timp. Este mai practic să se exprime $v_N$ ca fiind numărul de germeni cristalini care apar într-un $cm^3$ timp de o secundă:

$$v_N = \frac{N}{cm^3 \cdot s} \quad ,$$

unde N = numărul de germeni.

Tot astfel, este mai practic să exprimăm viteza de creştere prin:

$$v_C = \frac{\Delta l}{\Delta t} \quad ,$$

unde $\Delta l$ este deplasarea unei feţe paralel cu ea însăşi. Acest mod de definire a vitezei de creştere are avantajul că ne permite urmărirea vitezelor de creştere a cristalelor în orice direcţie, pe normalele la feţe, ceea ce este foarte important, având în vedere creşterea anizotropă a cristalelor. Creşterea diferită în direcţii diferite este, de fapt, principala cauză a diversităţii morfologice a cristalelor.

### *3.3.3.3.1. Factorii de control ai vitezei de cristalizare*

Viteza de cristalizare a unui component (indiferent dacă este vorba de $v_N$ sau $v_C$) este controlată de doi factori. Primul îl constituie forţa motrică a cristalizării, $F_i$, iar viteza v şi $F_i$ sunt în raport direct proporţional. Cel de-al doilea factor joacă rol de frână a cristalizării şi ţine de mediul din jurul germenului sau al cristalului. El constă în rezistenţa pe care o opune mediul la difuzia particulelor din lichid spre cristal. Macroscopic această rezistenţă este reflectată în mărimea pe care o numim vâscozitate a lichidului magmatic. Cu cât vâscozitatea este mai mare, cu atât difuzia şi implicit, cristalizarea va fi mai înceată. Dacă pe măsura abaterii de la condiţia de echilibru are loc o creştere a vâscozităţii, atunci în mod cert, vâscozitatea se va opune efectului cinetic exercitat de forţa $F_i$ asupra cristalizării. Creşterea vâscozităţii ca urmare a abaterii $\Delta$, poate fi exprimată prin raportul $\upsilon/\upsilon^\circ$, unde $\upsilon$ este vâscozitatea lichidului metastabil în condiţia în care are loc cristalizarea, iar $\upsilon^\circ$ este vâscozitatea lichidului stabil, la condiţia de echilibru.

Efectul combinat al factorilor $F_i$ şi $\upsilon/\upsilon^\circ$ asupra vitezei de cristalizare duce la formula:

$$v = k \frac{F_i}{(\upsilon/\upsilon^\circ)^n} \quad ,$$

unde k este un coeficient numeric de conversie a unităţilor de măsură, iar n = un număr raţional cu valori $n > 1$, dependente de natura lichidului.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Esențială pentru înțelegerea cristalizării este observația că, atât forța motrică a cristalizării, cât și factorul de frână, cresc simultan cu abaterea de la condiția de echilibru. Numai că $F_i$ crește conform ecuației unei drepte, pe când factorul de frână crește exponențial (fig. 3.43.).

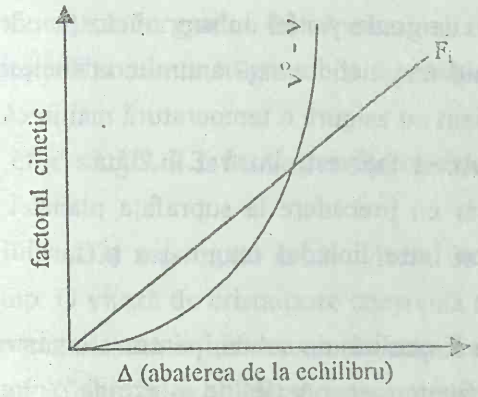



**Fig. 3.43.** – Variația factorilor cinetici ai cristalizării cu abaterea de la condiția de echilibru în lichidele vâscoase.

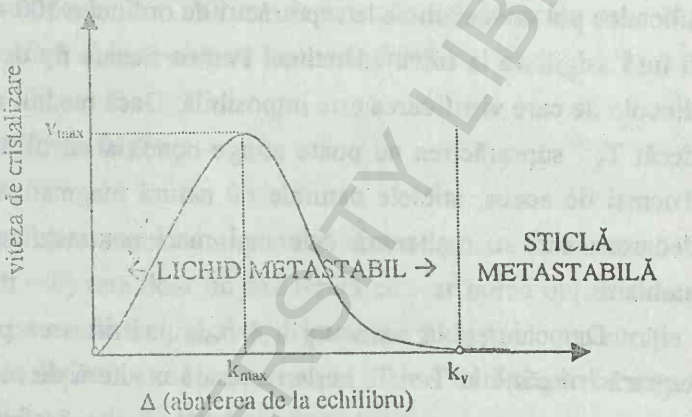



**Fig.3.44.** – Viteza de cristalizare funcție de abaterea de la condiția de echilibru, în lichidele vâscoase.

Consecința este că viteza de cristalizare crește, la început, cu abaterea de la condiția de echilibru, până atinge un maxim ($v_{max.}$), apoi scade și tinde spre zero (fig. 3.44.). Însă, teoretic, valoarea zero nu se poate atinge niciodată, pentru că forța motrică a cristalizării este prezentă și mereu crescătoare. Totuși, se poate vorbi de o viteză de cristalizare practic 0, dacă procesul decurge extrem de lent. Condiția limită ($k_v$), la care factorul de frână aduce viteza de cristalizare foarte aproape de viteza zero, este considerată condiție de vitrificare a lichidului. Dincolo de $k_v$ (la abateri de la echilibru mai mari decât $k_v$), lichidul devine o fază sticloasă, care păstrează dezordinea moleculară proprie lichidelor, dar în același timp se comportă ca o fază solidă. Dacă abaterea de la echilibru este asigurată de suprarăciri, atunci condiția $k_v$ este reprezentată printr-o anumită temperatură , $T_v$ , respectiv temperatura de vitrificare. La aceste temperaturi, vâscozitatea lichidelor silicatice este de circa $10^{13}$ poise și, deci, difuzia este extrem de lentă. În condiția termică cuprinsă între $T_c$ și $T_v$ lichidul silicatic este metastabil, fiind numit în mod obișnuit lichid suprarăcit. Valorile $T_v$ sunt funcție de natura lichidelor; de exemplu, la P = 1 atm,

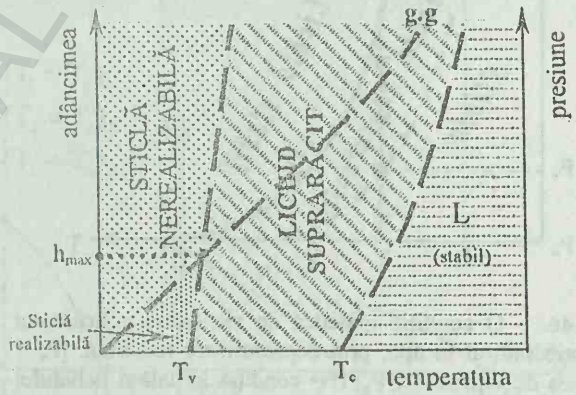



**Fig. 3.45** – Condițiile de adâncime care pot asigura suprarăcirea până la temperaturi T = $T_V$ . [$h_{max}$ = adâncimea maximă până la care se pot obține sticle prin suprarăcire).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pentru lichidul $SiO_2$ , temperatura $T_e$ este de 1720 °C, iar $T_v \cong 1350°C$, ceea ce înseamnă că pentru obţinerea sticlei de silice este necesară o suprarăcire minimă de aproximativ 400 de grade. Pentru $Na_2Si_2O_5$ , în aceleaşi condiţii barice, $T_e \cong 870°C$, iar $T_v \cong 600°C$ şi, deci, vitrificarea acestei substanţe presupune o suprarăcire de minim 270 de grade. Probabil că majoritatea lichidelor silicatice pot deveni sticle la suprarăciri de ordinul a 300 ÷ 400 de grade. Astfel de suprarăciri nu pot fi însă asigurate la orice adâncime. Pentru fiecare tip de lichid magmatic există anumite adâncimi dincolo de care vitrificarea este imposibilă. Dacă mediul ambiant nu asigură o temperatură mai mică decât $T_v$ , suprarăcirea nu poate atinge condiţia vitrificării. Acest fapt este ilustrat în figura 3.45. Tocmai de aceea, sticlele naturale de natură magmatică, apar cu precădere la suprafaţa planetei, deoarece aici se realizează cele mai mari contraste termice între lichidul magmatic şi mediul ambiant.

Dar chiar şi la adâncimi $h < h_{max}$ , vitrificarea poate fi ocolită, deoarece, pentru atingerea suprarăcirii până la $T = T_v$ , este necesară o viteză de răcire foarte mare. Astfel de viteze de răcire presupun nu numai contraste termice mari, ci şi suprafeţe specifice foarte mari. De aceea corpurile magmatice mici sau cele puternic aplatizate cu suprafeţe specifice mari, se pot vitrifica relativ uşor în condiţii de mici adâncimi, pe când corpurile de mari dimensiuni mai greu.

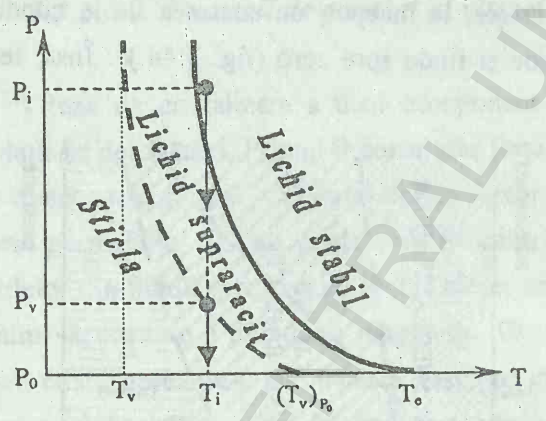



**Fig. 3.46.** – O condiţie ipotetică de vitrificare a lichidului magmatic saturat în apă, prin depresurizare izotermă. [$P_v$ = presiunea de vitrificare; $P_i$, $T_i$ = condiţia iniţială a lichidului magamtic; $(T_v)_{P_0}$ = temperatura de vitrificare la presiunea $P_0$; $T_e$ = temperatura de echilibru la $P_0$; $T_v$ = temperatura de vitrificare la presiuni $P > P_i$.]

Teoretic, nu numai suprarăcirile, dar şi depresurizările pot genera faze sticloase. Acest lucru este posibil la magmele saturate în apă, ale căror temperaturi de echilibru scad vertiginos cu presiunea. Depresurizarea izotermă determină, în mod cert, o creştere a vâscozităţii ca urmare a pierderii volatilelor, iar creşterea maxim posibilă este egală cu diferenţa dintre vâscozitatea lichidului anhidru şi a celui hidratat. Unele magme saturate în apă pot atinge temperaturi de echilibru de circa 650°C la presiuni de peste 10 kbar. Prin ieşirea rapidă la suprafaţă, mai mult sau mai puţin izotermă şi prin pierderea rapidă a apei, ele ajung la suprafaţă ca lichide suprarăcite anhidre, în raport cu temperatura $T_e$ , specifică presiunilor mici. Presupunând că magma, în condiţiile de suprafaţă, are o temperatură $T_v > 650°C$, atunci depresurizarea rapidă a acesteia ar putea genera faze sticloase, dacă presiunea scade sub o anumită limită (fig. 3.46.). Această limită ar putea fi numită presiune de vitrificare. Cristalizarea lichidelor magmatice în condiţii izoterme şi izobare,

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cauzate exclusiv sau precumpănitor de creşterea suprasaturaţiei componenţilor, este un fenomen mult mai rar decât cel provocat de suprarăciri şi chiar decât cel provocat de depresurizări. Însă, în eventualitatea că acest fenomen are totuşi loc, trebuie remarcat că forţa motrică a cristalizării rămâne practic, unicul factor care reglează viteza de cristalizare, deoarece vâscozitatea nu este sensibil influenţată de gradul de suprasaturaţie al componenţilor. Viteza de cristalizare, în acest caz, va creşte în continuu cu gradul de suprasaturaţie, fără să intervină un factor de frână.

### *3.3.3.3.2. Variaţia vitezei de cristalizare în timp*

Din mai multe cauze, viteza de cristalizare a unui component mineral poate să varieze în timp. O viteză de cristalizare constantă (dv/dt = 0) este doar un caz limită ce s-ar putea obţine doar la cristalizarea lichidelor monocomponente, la o temperatură fixă, o presiune fixă şi o concentraţie fixă. Chiar la lichidele monocomponente, variaţia continuă a condiţiei fizice determină în mod corespunzător o variaţie a vitezei de cristalizare. Pentru lichidele policomponente, variaţia în timp a vitezei de cristalizare a unui component este o regulă generală. Motivul este că, din momentul declanşării cristalizării unui component dintr-o soluţie suprasaturată, concentraţia acelui component în soluţia lichidă se micşorează – ceea ce tinde să apropie sistemul de starea de echilibru, la care viteza de cristalizare să fie zero.

Să luăm ca exemplu cazul cristalizării componentului B dintr-un lichid bicomponent, cu

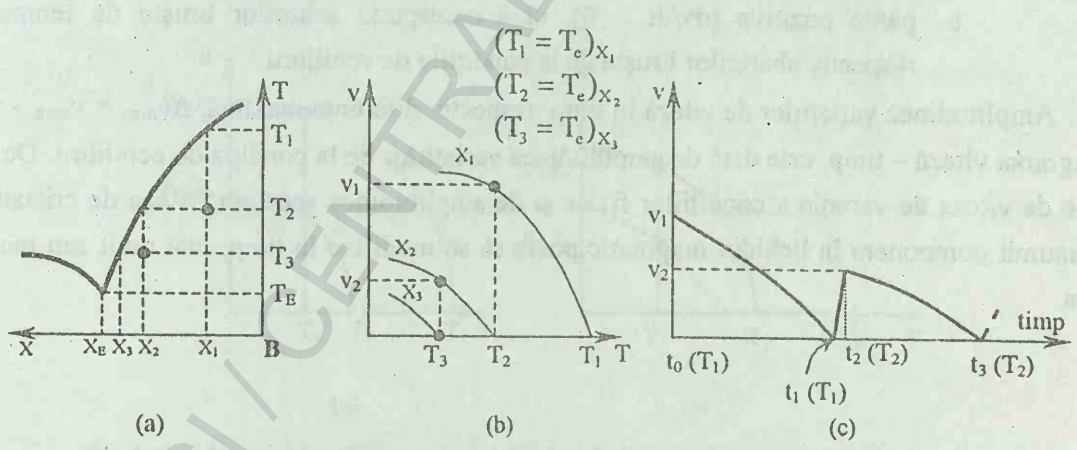



**Fig. 3.47.** – Variaţia în timp a vitezei de cristalizare a componentului B dintr-un lichid bicomponent, cu componenţi imiscibili în stare solidă, admiţându-se două trepte de suprarăcire izobară.
(a) – Evoluţia izobară T – X a lichidului, în decursul cristalizării componentului B.
(b) – Viteza de cristalizare funcţie de gradul de suprarăcire, la două concentraţii de echilibru: $X_1$ (pentru temperatura de echilibru $T_1$) şi $X_2$ (pentru temperatura de echilibru $T_2$).
(c) – Viteza de cristalizare funcţie de timp, în ipoteza că sistemul rămâne pe treapta termică de suprarăcire până la restabilirea totală a concentraţiei de echilibru.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

componenţi imiscibili în stare solidă, ca urmare a scăderii izobare a temperaturii. În figura 3.47.a. este reprezentată condiţia cinetică a cristalizării componentului B din lichidul bicomponent. Prin $T_1$ este redată condiţia de echilibru dintre $B^s$ şi lichid la o concentraţie a componentului B egală cu $X_1$. Prin $T_2$ este reprezentată condiţia termică a lichidului suprarăcit (metastabil), la care se declanşază cristalizarea componentului B, cu viteza iniţială $v_1$ (fig. 3.47.b.). Cristalizarea componentului B la $T_2$, deplasează concentraţia acestuia de la $X_1$ la $X_2$. Dar la $T_2$ şi $X_2$ este o altă condiţie de echilibru, unde viteza de cristalizare a lui B devine nulă. De aceea, pe tot parcursul cristalizării izoterme la $T = T_2$, viteza de cristalizare se modifică, trecând de la $v = v_1$ la $v = 0$. Pentru a fi posibilă cristalizarea în continuare la $X_B = X_2$, este necesară o nouă treaptă de suprarăcire, prin trecerea rapidă de la $T_2$ la $T_3$.

Cristalizarea componentului B din lichidul cu concentraţia $X_2$, la temperatura $T_3$ , împinge din nou sistemul spre o nouă concentraţie de echilibru, respectiv $X_3$, şi din nou se va anula viteza de creştere. De aceea, pentru continuarea cristalizării, sunt necesare noi trepte de suprarăcire până la cristalizarea componentului din lichid. Evident, pentru anularea vitezei de cristalizare la o anumită treaptă de suprarăcire, este necesar ca sistemul să rămână în condiţia termică a treptei un timp suficient de îndelungat. Astfel, viteza de cristalizare, deşi tinde să se micşoreze, nu ajunge încă la valoarea zero înainte de a se trece la o nouă treaptă de suprarăcire. Imaginea generală a unei diagrame viteză – timp rămâne similară cu cea din figura 3.47.c. Pe o astfel de diagramă pot exista două categorii de pante:

a. pante negative, corespunzătoare diminuării vitezelor în timp ($dv/dt < 0$), care corespund micşorării izoterme a concentraţiilor;
b. pante pozitive ($dv/dt > 0$), care corespund salturilor bruşte de temperatură, respectiv abaterilor bruşte de la condiţiile de echilibru.

Amplitudinea variaţiilor de viteză în timp, respectiv diferenţa maximă, $\Delta v_{max} = v_{max} - v_{min}$ de pe diagrama viteză – timp, este dată de amplitudinea variaţiilor de la condiţia de echilibru. De aceea, funcţie de viteza de variaţie a condiţiilor fizice şi de amplitudinea acestora, viteza de cristalizare a unui anumit component în lichidul magmatic poate să se modifice în timp, mai mult sau mai puţin violent.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.3.3.3.3. Perturbarea cinetica a ordinii de cristalizare a componenților

Să presupunem că, la presiunea $P_i$, ordinea de cristalizare a două minerale $A^s$ , $B^s$ dintr-un lichid magmatic policomponent este cea redată în figura 3.48.

Prin $T_1$ și $T_2$ sunt redate temperaturile maxime de echilibru $A^s$ – L și $B^s$ – L. Să presupunem că sistemul trece brusc de la temperatura inițială $T_0$ (unde nu pot exista faze solide), la temperatura $T_3$ unde pot exista, în echilibru cu faza lichidă, cele două minerale. Prin trecerea bruscă de la $T_0$ la $T_3$ , se obține un sistem monofazic alcătuit dintr-un lichid suprarăcit, metastabil. Din acest lichid metastabil, ambele minerale pot să cristalizeze, însă ordinea de cristalizare a acestora nu mai este condiționată de succesiunea echilibrelor termice, ci este controlată doar de vitezele relative de nucleere ale celor două minerale, în condiția termică $T_3$.

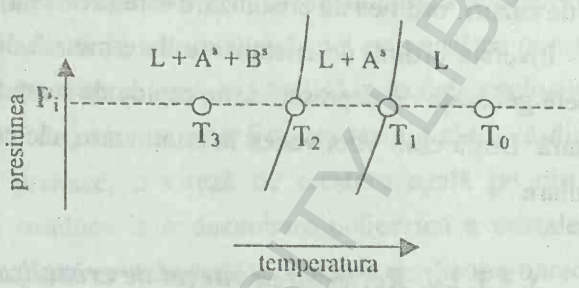



Fig. 3.48. – Succesiunea de echilibru a cristalizării în condiții izobare a mineralelor $A^s$, $B^s$ dintr-o magmă policomponentă.

Posibilitățile teoretice sunt următoarele:

a. viteza de nucleere a mineralelor A și B crește continuu cu gradul de suprarăcire, față de temperaturile $T_1$ și $T_2$ (fig. 3.49.a.). În acest caz ambele minerale vor cristaliza simultan, dar

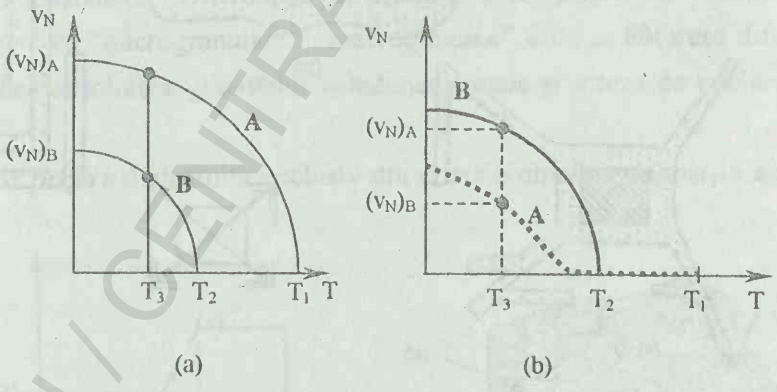



Fig. 3.49. – Viteza de nucleere a mineralelor A și B dintr-un lichid mixt funcție de gradul de suprarăcire, față de temperaturile de echilibru. [$T_1$ . $T_2$ temperaturile de echilibru a componenților A și B la presiunea $P = P_i$ (vezi fig. 3.48)]
(d) Nucleere crescătoare continuu cu gradul de suprarăcire (nucleere neinhibată);
(e) Nucleere a mineralului A pe suportul mineral al lui B.

cu viteze de nucleere diferite, respectiv $(v_N)_A$ și $(v_N)_B$.

b. mineralul A, deși este de temperatură mai înaltă, nu poate, totuși, să cristalizeze până la temperatura $T_2$ , datorită dificultăților de germinare. De exemplu, este posibil ca mineralul A

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

să aibă o structură reticulară mai complexă, care nu poate fi formată printr-o fluctuație spontană. Însă el va putea să nucleeze dacă va folosi ca suport cristalele deja formate ale mineralului B. În acest caz, viteza de nucleere a mineralului A este 0 pe tot intervalul termic cuprins între $T_1$ și $T_2$ și capătă valori finite doar la temperaturi $T < T_2$ (fig. 3.49.b.). De aceea, ori de câte ori se realizează astfel de cazuri, ordinea de cristalizare este inversată.

Inversia ordinii de cristalizare determinată de răciri rapide și de mare amplitudine, dar mai ales cele generate de depresurizările rapide de mare amplitudine, sunt, probabil, destul de frecvente în natură. După cum vom vedea în continuare, ele constituie cea mai probabilă cauză a structurilor orbiculare.

### *3.3.3.3.4. Reflectarea vitezei de cristalizare în structurile petrografice*

Viteza de cristalizare este cel mai important factor care reglează structura rocilor magmatice.

Înainte, însă, de a aborda acest aspect, este necesar să notăm că într-o rocă magmatică neafectată de reacții minerale subsolidus, pot exista trei categorii genetice de cristale: relicte

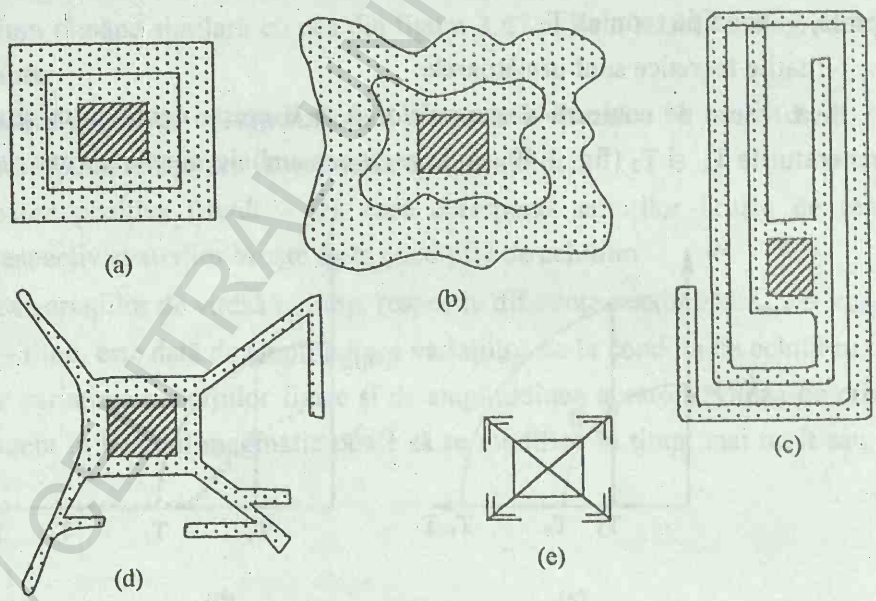



**Fig. 3.50.** – Tipuri de forme determinate de viteza de creștere:
(a) – formă cristalografică determinată de o creștere euhedrală;
(b) – formă oarecare (xenomorfă), determinată de o creștere anhedrală;
(c), (d), (e) - forme scheletice, determinate de viteze de creștere accentuat anizotrope.

premagmatice (ca de exemplu restite anatectice), cristale străine (xenocristale) – ajunse în magmă prin contaminare și, în sfârșit, cristale ortomagmatice (neoformate) – rezultate direct din lichidul magmatic. Restitele anatectice, de obicei, devin cel mai adesea nuclee de creștere și, astfel, ele se învăluie, în decursul cristalizării cu un strat de supracreștere. Xenocristalele pot fi și ele folosite ca

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

suport pentru supracreşteri, dar, de multe ori, ele se dizolvă în magmă şi dispar. Indiscutabil că masa solidă a majorităţii rocilor magmatice este dominată de cristalele ortomagmatice şi, deci, ele sunt acelea care imprimă nota dominantă a structurii petrografice.

În cele ce urmează, se va face abstracţie de restite şi xenolite. Astfel, se admite, ca o primă premisă, că toate cristalele pe care le observăm într-un eşantion provin din fluctuaţii supracritice. Conform acestei premise, numărul cristalelor din unitatea de volum a unei roci este egal cu numărul nucleelor. A doua premisă este că formele cristalelor dintr-o rocă magmatică sunt date exclusiv de viteza de cristalizare şi nu de alte cauze, cum ar fi deformarea prin frecare, reacţia chimică dintre cristal şi mediu etc. Conform celei de-a doua premise, o viteză de creştere egală pe direcţii cristalografice echivalente (o creştere euhedrală) conduce la o dezvoltare poliedrică a cristalelor. Dimpotrivă, dacă această cerinţă nu se realizează (creştere anhedrală), cristalele au forme oarecare (anhedrale) şi chiar formă de tip scheletic (fig. 3.50.).

În baza celor două premise se poate face afirmaţia că diversitatea structurilor petrografice, observate la rocile magmatice, este urmarea diferitelor valori sau diferitelor raporturi pe care le au cele două componente ale vitezei de cristalizare ($v_N$ şi $v_C$). Dăm mai jos câteva exemple:

*Structura sticloasă (holovitroasă)* este expresia inhibării totale a cristalizării, de cele mai multe ori ca urmare a suprarăcirii foarte rapide a lichidelor magmatice. În acest caz,

$$v_N = v_C = 0 \quad .$$

*Structura echigranulară* este urmarea unei viteze de creştere egală pentru toate cristalele:

$$v_C^1 = v_C^2 = \ldots = v_C^n \quad \text{şi} \quad v_N > 0 \quad ,$$

unde n = numărul cristalelor. Diferenţele structurale determinate de dimensiunile absolute, exprimate prin termeni ca "microgranular", "macrogranular" etc., se datoresc diferitelor viteze de nucleere. Dimensiunea absolută a granulelor echidimensionale şi viteza de nucleere sunt în raport invers proporţional.

*Structura porfirică* alcătuită exclusiv din cristale omoloage (aparţin aceluiaşi mineral),

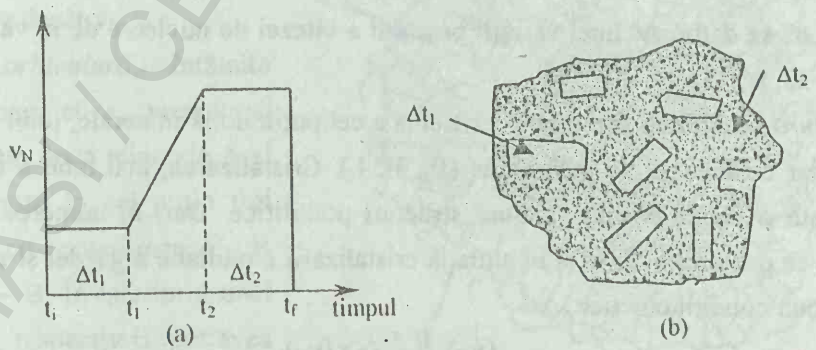



**Fig. 3.51.** – Explicaţia structurii porfirice de ordinul I.
(a) – Variaţia vitezei $v_N$ în timp: $\Delta t_1$ = intervalul de creştere a fenocristalelor; $\Delta t_2$ = intervalul de creştere a cristalului din masa fundamentală.
(b) – Schiţa structurii porfirice de ordinul I.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

se datorește unei modificări rapide (prin salt) a vitezei $v_N$ , de la viteze relativ mici, la viteze relativ mari (fig. 3.51.).

Ordinul structurii porfirice corespunde numărului de salturi al vitezei $v_N$ (fig. 3.52.)

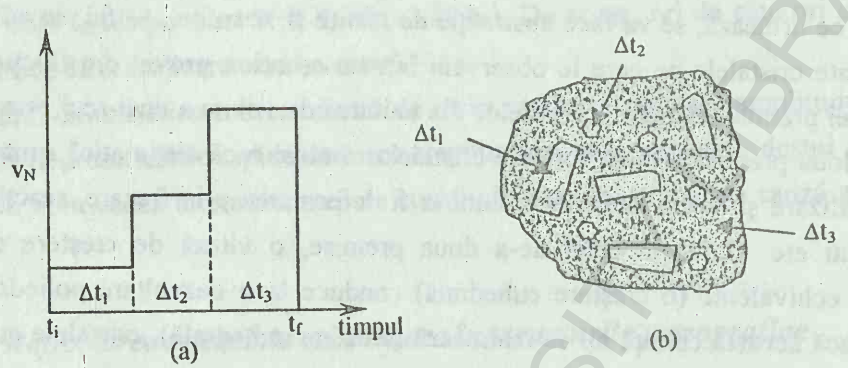



**Fig. 3.52.**–Explicația structurii porfirice de ordinul II.
(a) – Variația vitezei $v_N$ în timp.
(b) – Schița structurii porfirice de ordinul II.

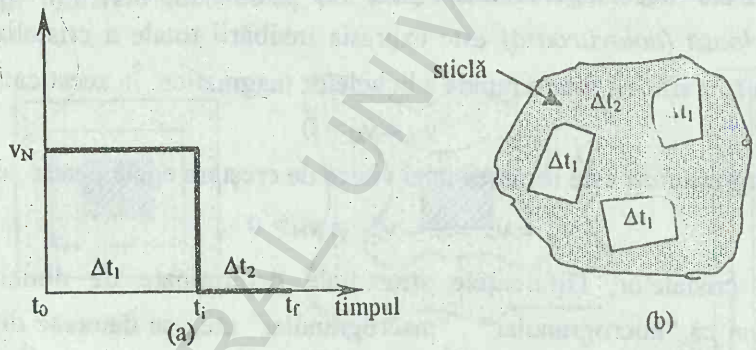



**Fig. 3.53.** – Explicația structurii vitrofirice..
(a) – Modul cel mai propriu de evoluție a vitezelor de nucleere pentru apariția structurii vitrofirice.
(b) – Schița structurii vitrofirice.

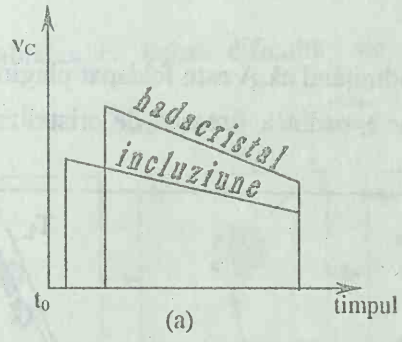
*Structura vitrofirică* este un caz particular al structurii porfirice (masa fundamentală a rocii este sticla) și ea se datorește unei variații prin salt a vitezei de nucleere de la valori $v_N > 0$ la valori $v_N = 0$ (fig. 3.53.).

*Structura poikilitică* presupune existența a cel puțin două minerale, unul jucând rol de gazdă (hadasomă), iar celălalt rol de incluziune (fig.3.54.). Cristalizarea, mai întâi a incluziunilor, apoi a hadasomei este o cauză posibilă a unei structuri poikilitice. Dar, în numeroase cazuri, au cauze cinetice. Ele se pot forma chiar și în situația cristalizării simultane a gazdei și a incluziunilor, dacă se respectă două condiții cinetice:

$$(v_N)_{incluziune} > (v_N)_{gazdă}$$
$$(v_C)_{incluziune} < (v_C)_{gazdă}$$

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă raporturile de viteză necesare pentru edificarea unei structuri poikilitice se inversează în timp, atunci mineralul gazdă devine incluziune şi invers. Astfel de inversiuni repetate pot genera



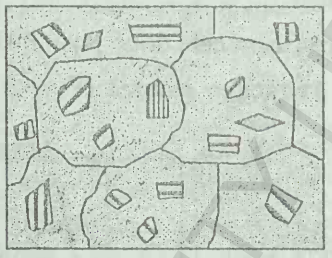




**Fig. 3.54.** – Explicaţia structurii poikilitice.
(a) – Raportul de viteze cel mai adecvat pentru formarea structurii poikilitice.
(b) – Schiţa structurii poikilitice.

structuri simplectitice, numite în general concreşteri.

*Zonalitatea cristalelor mixte*, aşa cum este semnalată la numeroase cristale de plagioclaz şi piroxen, se datoreşte în cea mai mare parte unei creşteri de viteză relativ mari. O creştere foarte lentă generează cristale mixte omogene, nu numai pentru feldspaţi plagioclazi şi piroxeni, ci şi pentru orice alt mineral cu miscibilitate totală a componenţilor în stare solidă, chiar dacă, în decursul cristalizării, chimismul global al cristalului s-a schimbat foarte mult. Adaptarea continuă a chimismului global al cristalului la condiţia fizică este facilitată de difuzia componenţilor în cristal. De aceea, apariţia sau nu a zonalităţii este condiţionată de raportul care se stabileşte între viteza de difuzie, $v_D$ , a componenţilor în stare solidă şi de viteza de creştere a cristalului, prin adausul de componenţi. Zonalitatea apare doar în cazul când $v_C$ este mult mai mare decât $v_D$.

*Structura orbiculară*, întâlnită la unele roci magmatice, presupune existenţa a cel puţin două minerale A şi B, care sunt dispuse în cel puţin trei zone concentrice, cu succesiunea A – B – A sau B – A – B. În interiorul unei zone, cristalele A, respectiv B, pot avea o dispoziţie radiară sau oarecare (fig. 3.55.).

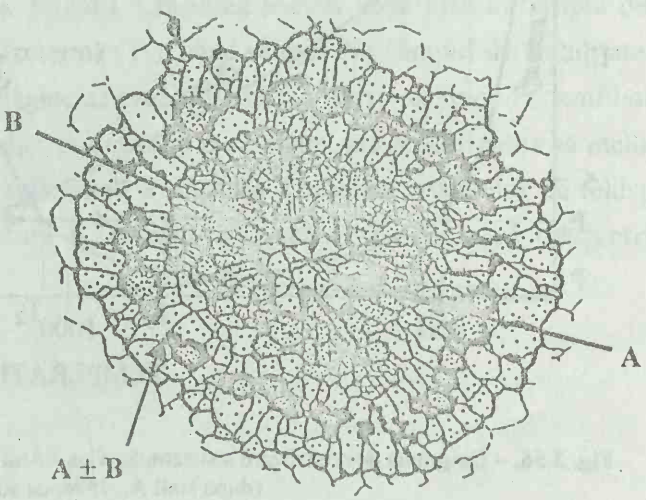



**Fig. 3.55.** – Schiţa unei structuri orbiculare. [A = mineral felsic (feldspat plagioclaz); B = mineral mafic (amfibol)]

Cristalizarea magmatică ar putea

conduce la formarea unei structuri orbiculare în următoarele circumstanțe:

a) să existe o dificultate de nucleere a mineralelor care participă la aranjamentul orbicular, combinată cu o schimbare bruscă a condiției de cristalizare;

b) să existe o inversiune a ordinii normale de cristalizare a mineralelor, ca urmare a unei suprarăciri foarte puternice.

Să exemplificăm cele două posibilități, admițând că A este feldspat plagioclaz, iar B amfibol. Să admitem că, la răcirea izobară ($P_1 \sim 3$ kbar ), ordinea firească de cristalizare este mai întâi a

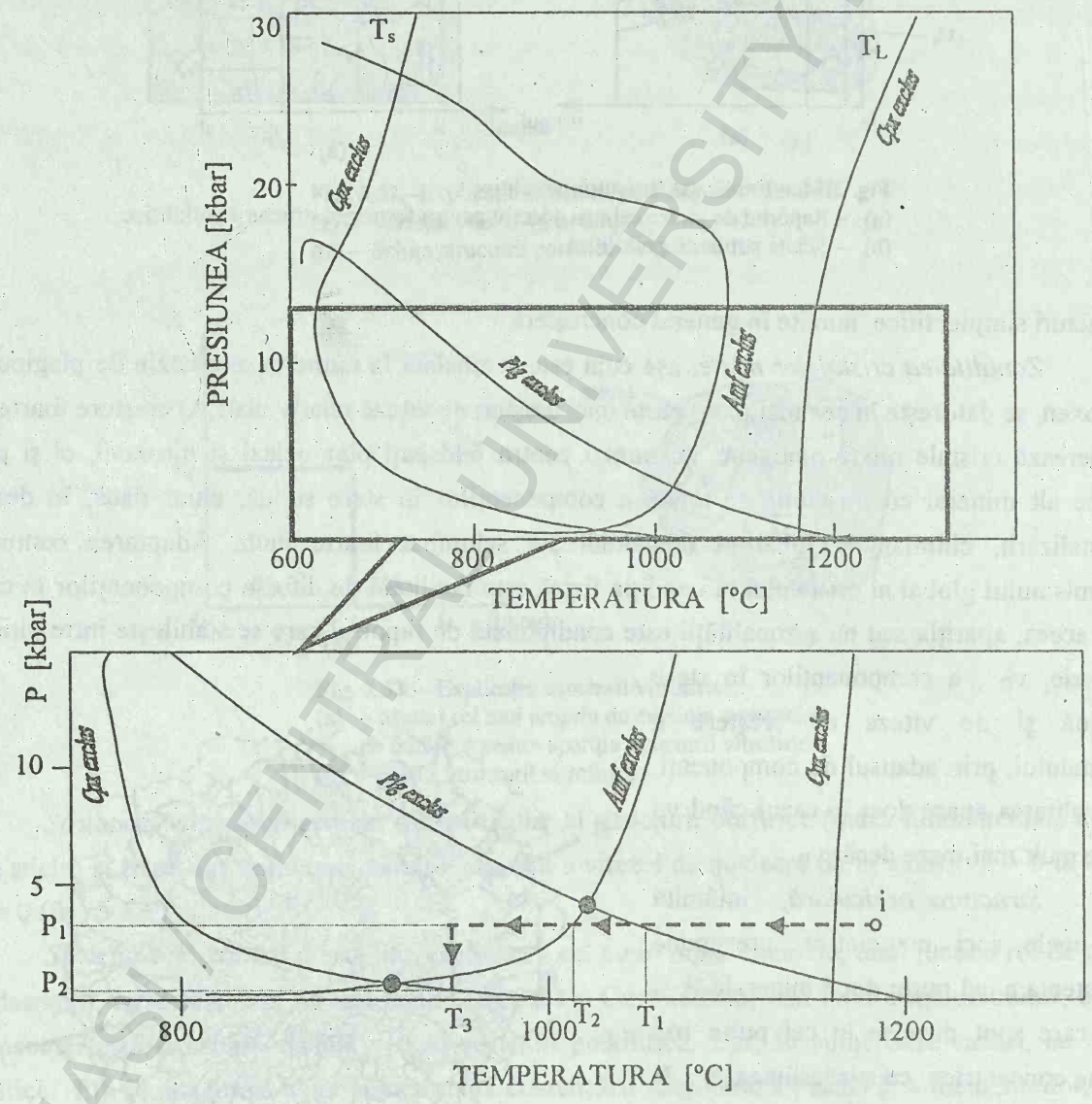



**Fig. 3.56.** – Diagrama de cristalizare a sistemului Cpx - Amf - Pl, dintr-un lichid magmatic cu 5% $H_2O$ (după Hall A., 1996, cu adăugiri).
[$T_L$ = curba liquidus; $T_s$ = curba solidus; Cpx = clinopiroxen, Amf = amfibol, Pl = feldspat plagioclaz]

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

plagioclazului şi apoi a amfibolului (fig. 3.56.) şi, atât feldspatul plagioclaz cât şi amfibolul, nu pot germina spontan din lichid fără un suport de nucleere. Este nevoie de o interfață oferită, fie de xenocristale provenite din rocile înconjurătoare, fie de bule de gaz, rezultate prin degazeificarea lichidului magmatic:

a. În eventualitatea că există dificultăți de nucleere, feldspatul plagioclaz va germina

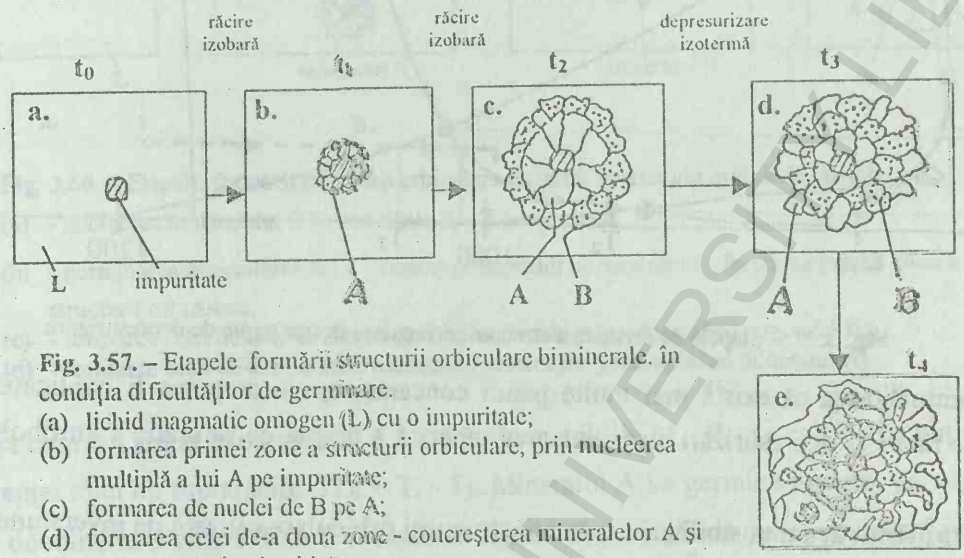



**Fig. 3.57.** – Etapele formării structurii orbiculare biminerale. în condiția dificultăților de germinare.
(a) lichid magmatic omogen (L) cu o impuritate;
(b) formarea primei zone a structurii orbiculare, prin nucleerea multiplă a lui A pe impuritate;
(c) formarea de nuclei de B pe A;
(d) formarea celei de-a doua zone - concreşterea mineralelor A şi B: structură simplectitică;
(e) formarea celei de-a treia zone: structură parțial poikilitică.

neomogen, cu un număr mare de nuclei, în jurul unei impurități preexistente sau apărute întâmplător în lichidul magmatic (fig. 3.57.a şi b). În momentul în care s-a atins temperatura $T_2$ de cristalizare a amfibolului (vezi fig. 3.56.), acesta nucleează pe suportul deja existent al cristalelor de feldspat plagioclaz (fig. 3.57.c.), urmând o etapă de cristalizare simultană a celor două minerale. Acum se formează cea de-a doua zonă biminerală (fig. 3.57.d.). Creşterea acestei zone este întreruptă de o depresurizare bruscă, mai mult sau mai puțin izotermă ($T_3$), când se iese din câmpul de stabilitate al amfibolului, dar nu şi din cel al feldspatului plagioclaz (vezi fig. 3.56.). Sub presiunea $P_2$, amfibolul are tendința de a se resorbi. Feldspatul plagioclaz, crescând în continuare, are posibilitatea să includă cristalele de amfiboli, împiedicând astfel resorbția totală a acestora. Creşterea cristalelor de feldspat plagiocalaz continuă până se atinge temperatura $T_s$, formându-se cea de-a treia zonă concentrică (fig. 3.57.e.).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

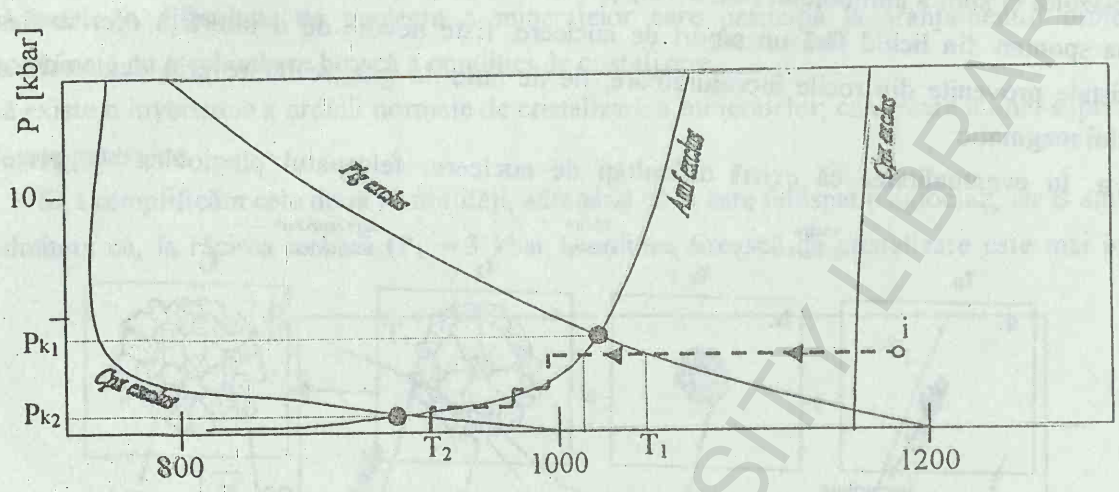



**Fig. 3.58.** – Etapele de formare a structurii orbiculare în trei trepte de depresurizare.

În eventualitatea că există mai multe pături concentrice, ele ar putea fi explicate printr-o succesiune de răciri şi depresurizări cu traversarea repetată a curbei de saturaţie a amfibolului (fig. 3.58.).

b. Să urmărim acum posibilitatea formării structurii orbiculare cauzată de inversiunea ordinii

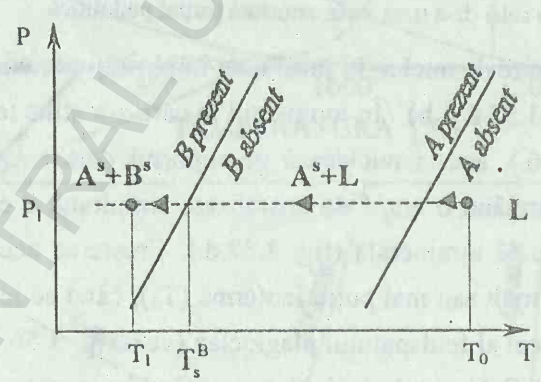



**Fig. 3.59.** – Ordinea de cristalizare a mineralelor A şi B în condiţiile răcirii izobare.

de cristalizare prin suprarăciri puternice.

Fie două minerale A şi B, contrastante la culoare, a căror ordine de cristalizare în condiţii de răcire izobară este cea din figura 3.59.

În ipoteza că sistemul este răcit brusc, izobar, de la $T_0 > T_L$ la temperatura $T_1$ şi că mineralul A are dificultăţi de nucleere, în condiţiile ($T_1$, $P_1$) primul mineral care va nucleea va fi B (fig. 3.60.a.).

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

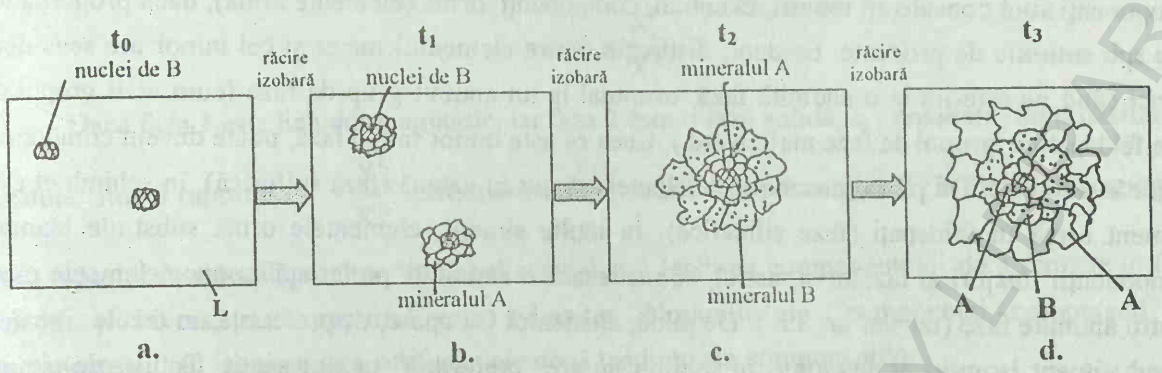



**Fig. 3.60.** – Etapele formării structurii orbiculare, datorită inversiunii ordinii de cristalizare.
(a) - nucleerea mineralului B în condiţiile $P_1$ - $T_1$; $v_N^B$ mică;
(b) - germinarea mineralului A ($v_N^A$ mare) pe suportul mineralului B; formarea primei zone a structurii orbiculare;
(c) - formarea celei de-a doua zone a structurii orbiculare (predominând mineralul B);
(d) - formarea celei de-a treia zone a structurii orbiculare (predominând mineralul A).

Aşa cum s-a arătat în paragraful 3.3.3.3.3., în condiţiile ($T_1$, $P_1$) se vor forma puţini nuclei B, datorită treptei mici de suprarăcire $\Delta T_B = T_s - T_1$. Mineralul A va germina imediat pe suportul oferit de nucleii de mineral B (fig. 3.60.b.). Treapta de suprarăcire $\Delta T_A$ fiind mare, va determina o creştere rapidă a nucleelor de A, care vor inhiba creşterea mineralului B. Creşterea rapidă a lui A în jurul nucleelor de B are două consecinţe: pe de o parte generează cuiburi, practic, monominerale, prefigurând prima zonă a structurii orbiculare, pe de altă parte, determină scăderea rapidă a concentraţiei lui A în lichid, până la pragul de saturaţie, anulând creşterea acestuia. În schimb, concentraţia în lichid a lui B creşte, accelerând cristalizarea acestuia în jurul primei zone (fig. 3.60.c.). La suprarăciri repetate se formează, astfel, o structură orbiculară polizonată (fig. 3.60.d.).

## 3.3.4. Evoluţia compoziţiei fazelor în timpul cristalizării magmei

În perioada de timp cât durează procesul de cristalizare, în sistemul magmatic, faza lichidă coexistă cu una sau mai multe faze solide.

Teoretic, atât faza lichidă, cât şi fazele solide, conţin în corpul lor toate categoriile de elemente chimice ale sistemului magmatic. Altfel spus, orice element chimic prezent în sistemul magmatic iniţial se regăseşte în oricare din fazele coexistente. Deosebirea compoziţională dintre faze nu este, deci, de natură calitativă, ci numai cantitativă, în sensul că proporţia elementelor chimice diferă de la o fază la alta. Pentru o anumită fază, sunt consideraţi majori acei componenţi care dau esenţa compoziţională a fazei şi apar în proporţii de ordinul procentelor. Ceilalţi

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

componenţi sunt consideraţi minori, eventual, componenţi urmă (elemente urmă), dacă proporţia lor este sub sutimile de procente. Evident, distincţia dintre elementul major şi cel minor are sens doar atunci când ne referim la o anumită fază, eventual la un anumit grup de faze (cum ar fi grupul de faze feldspatice, grupul de faze mafice etc.). Ceea ce este minor într-o fază, poate deveni component major în alte faze. De pildă, plumbul este element major în galenă (fază sulfurică), în schimb el este element urmă în feldspaţi (faze silicatice). În multe situaţii, elementele urmă substitue izomorf componenţii majori ai fazelor şi, astfel, se realizează o anumită "preferinţă" a unor elemente urmă pentru anumite faze (tabelul nr. 3.6.). De pildă, elementul Ge apare, de preferinţă, în fazele silicatice ca substituent izomorf al siliciului, în schimb nu are "preferinţă" pentru apatit. Totuşi, de aici nu trebuie trasă concluzia că în apatit lipseşte cu desăvârşire elementul Ge.

**Tabelul nr. 3.6.** - Elementele urmă în câteva din fazele solide posibile în sistemele magmatice (după Hall, 1996).

| Faza minerală solidă | Elementele urmă |
|---|---|
| Feldspaţi | Ba, Eu, Pb, Rb, Sr, Ge |
| Olivine | Co, Cr, Mn, Ni, Ge |
| Clinopiroxeni | Ce, La, Mn, Co, Cr, Ni, Se, V, Ge |
| Mice | Ba, Cs, Rb, Co, Cr, Li, Mn, Sc, V, Zn, Ge |
| Apatit | Ce, La, Mn, Sr, Th, U, Y, As, S, V |
| Zircon | Ce, Hf, La, Lu, Th, Y, Yb, P |

Unul şi acelaşi element urmă se regăseşte în toate fazele coexistente şi spunem că are o distribuţie preferenţială numai dacă concentraţia elementului urmă este mult mai mare într-una din faze decât în altele. În eventualitatea că printre fazele sistemului se află şi o soluţie apoasă (supracritică) şi dacă unele elemente minore tind să se concentreze în faza apoasă, atunci ele pot fi considerate elemente hidrofile. Pentru sistemele magmatice, sunt considerate hidrofile următoarele elemente: Au, Be, Cl, Li, Mo, Nb, Sn, adică acele elemente care, în final, se concentrează în soluţia hidrotermală; numai la temperaturi subsolidus ele intră în componenţa diferitelor faze solide.

În condiţii fizice date, când magma a atins un anumit grad de cristalizare, componentul chimic, i, tinde să se distribuie în toate fazele sistemului, în aşa fel ca activităţile acelui component să fie identice în toate fazele:

$$a_i^L = a_i^{s_1} = ... = a_i^{s_n} = a_i^F$$

La echilibru, repartiţia unui component în două faze oarecare este:

$$\frac{a_i^1}{a_i^2} = \frac{\gamma_i^1 X_i^1}{\gamma_i^2 X_i^2}$$

Raportul concentraţiilor componentului în fazele 1 şi 2 dă coeficientul de distribuţie al componentului în cele două faze:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$\Delta_i = \frac{X_i^1}{X_i^2} \quad .$$

Dacă faza 1 este lichidul magmatic, iar faza 2 este o fază solidă, $s_i$, rezultată din cristalizarea acestuia, atunci raportul $\Delta_i = \frac{X_i^L}{X_i^{s_i}}$ este măsura fracționării componentului (i) în lichidul magmatic. Dacă raportul $\Delta_i$ este supraunitar, atunci el semnalează tendința componentului de a rămâne în faza lichidă; și invers, dacă raportul este subunitar. Noțiunile de "componenți competenți" și "incompetenți" au menirea de a sublinia cele două tendințe ale componenților.

Pentru fiecare condiție fizică in parte, orice component prezent în lichidul magmatic major sau minor are propria sa fracționare. De aceea, la un chimism global dat, schimbarea condiției fizice atrage după sine nu numai modificarea proporției fazelor, dar și modificarea compoziției chimice a acestora. Schimbarea compoziției chimice a fazei lichide se face, în principal, prin două tipuri de reacții, și anume: reacții continui (1), reacții discontinui (2).

1) – Reacțiile continui sunt reacțiile de schimb componențial între lichid și celelalte faze mixte. Cu puține excepții (cum ar fi cuarțul), fazele minerale solide ale sistemelor magmatice sunt cristalosoluții care permit schimbul a cel puțin două elemente majore. Așa sunt feldspații, feldspatoizii, olivinele, piroxenii, hornblendele etc. De pildă, mineralele mafice au posibilitatea de a schimba cu lichidul magmatic elementele majore Fe și Mg, printr-o reacție de forma:

$$Mg^{mafic} + Fe^{L} = Fe^{mafic} + Mg^{L} .$$

Pentru o astfel de reacție, constanta de echilibru va fi:

$$k = \frac{X_{Fe}^{mafic} \cdot X_{Mg}^{L}}{X_{Fe}^{L} \cdot X_{Mg}^{mafic}} \quad .$$

Într-un mod similar, se pot schimba elemente Fe și Mg între două faze minerale mafice, respectiv între două cristalosoluții coexistente, ca de pildă între olivină și piroxenul coexistent.

$$Mg^{piroxen} + Fe^{olivină} = Fe^{piroxen} + Mg^{olivină} \quad .$$

La astfel de reacții de schimb participă toți componenții posibili ai soluțiilor minerale, indiferent dacă sunt majori sau minori și chiar componenții izotopici. Fiecare reacție are propria ei constantă de echilibru, dependentă de temperatură și presiune. De aceea, coeficienții de repartiție ai componenților comuni în fazele mixte coexistente pot fi utilizați ca geotermometre și geobarometre.

2) – Cel de-al doilea tip de reacție este cea a transferului de masă. Ea se manifestă ca o reacție chimică propriu-zisă între faza solidă și cea lichidă, având ca rezultat apariția unei noi faze minerale solide. Spre deosebire de reacțiile de schimb componențial, care sunt continui, reacțiile de transfer sunt discontinui și se realizează doar atunci când concentrația (activitatea) anumitor componenți depășește anumite praguri limită. Foarte cunoscute sunt reacțiile de adaptare a olivinei magneziene și leucitului, la creșterea conținutului de $SiO_2$ în lichidul magmatic, ca urmare a cristalizării continui, prin răcirea sistemului.

BCU "ȘTIINȚA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$\underset{\text{olivină}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{component în lichid}}{SiO_2} \rightarrow \underset{\text{piroxen}}{Mg_2Si_2O_6}$$

$$\underset{\text{leucit}}{KAlSi_2O_6} + \underset{\text{component în lichid}}{SiO_2} \rightarrow \underset{\text{feldspat potasic}}{KAlSi_3O_8}$$

Micşorarea concentraţiei $H_2O$ în lichidul magmatic (ca urmare a unui proces de devolatilizare), până la un anumit prag, poate conduce la reacţia de descompunere a mineralelor hidroxilate, ca de exemplu:

$$\text{Biotit} + \underset{\text{component în lichid}}{SiO_2} \rightarrow \text{Leucit} + \text{piroxen rombic} + H_2O$$

$$\text{Amfibol} \rightarrow \text{minerale mafice anhidre} + H_2O$$

La fel, creşterea activităţii (fugacităţii) oxigenului, până la un anumit prag, poate fi cauza unor reacţii de oxidare, ca de exemplu:

$$\underset{\text{olivină}}{3Fe_2SiO_4} + \underset{\text{component în lichid}}{O_2} \rightarrow \underset{\text{component în lichid}}{3SiO_2} + \underset{\text{magnetit}}{2Fe_3O_4}$$

$$\underset{\text{annit}}{KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{component în lichid}}{\frac{1}{2}O_2} \rightarrow \underset{\text{feldspat}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{magnetit}}{Fe_3O_4} + H_2O$$

Pragurile de concentraţie ale $SiO_2$, $H_2O$ şi $O_2$, pentru diferite reacţii, sunt dependente de temperatură şi presiune şi, de aceea, o reacţie de transfer, de genul celor exemplificate mai sus, poate fi, de asemenea, utilizată în geotermobarometrie. În plus, astfel de reacţii arată, prin ele însele, dacă compoziţia lichidului magmatic a atins sau nu anumite limite de concentraţii, în condiţii fizice cunoscute.

Prin cele două tipuri de reacţii, compoziţia lichidului magmatic se schimbă, dacă procesul de cristalizare evoluează. Reacţiile de transfer, deşi sunt de mare diversitate, nu au, totuşi, universalitatea reacţiilor de schimb componenţial. Acesta este motivul pentru care, în numeroase cazuri, se poate prevedea sensul evoluţiei chimice a lichidului magmatic, dacă ne sunt cunoscute doar mineralele principale care pot să cristalizeze din acest lichid şi ordinea de cristalizare a acestora.

Ordinea de cristalizare o putem "citi" pe diagrama T-P a echilibrelor de fază specifice fiecărei magme, iar sensul evoluţiei chimice a lichidului magmatic se deduce automat, dacă ne sunt cunoscute compoziţiile mineralelor şi, mai ales, coeficienţii de distribuţie ai elementelor între lichid şi diversele minerale solide. De pildă, se ştie că raportul (Mg/Fe) este mai mare în mineralele mafice decât în lichidul magmatic coexistent. De aceea se poate prevedea că, dacă în lichidul magmatic

BCU ASTRONOMIE CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

cristalizează simultan mineralul mafic şi plagioclazul, atunci lichidul magmatic se va îmbogăţi în Fe şi Na şi va sărăci în Mg şi Ca.

## 3.3.5. Diferenţierea magmei prin cristalizare

### 3.3.5.1. Esenţa procesului

Diferenţierea prin cristalizare este acel proces care conduce la schimbarea chimismului global al magmei, în timpul şi ca urmare a cristalizării. Magma iniţială, numită şi primitivă (primară) poate, în urma acestui proces, să genereze o serie de alte magme, cu compoziţie chimică globală mai mult sau mai puţin diferită de compoziţia primitivei. Acest fapt este posibil numai dacă, în decursul cristalizării, fracţia (partea )cristalină a magmei se separă de fracţia lichidă, în aşa fel încât reacţia chimică dintre cele două fracţii să fie complet împiedicată. Procesul mai este numit şi "cristalizare fracţionată" sau "fracţionare a cristalelor".

În masele magmatice de mari dimensiuni, cristalizarea se poate desfăşura în zeci de mii de ani. Într-un timp aşa de îndelungat magma poate, realmente, să-şi piardă omogenitatea de al doilea ordin, prin separarea fazelor, generându-se un sistem magmatic eterogen, alcătuit din două componente majore:

a. O componentă solidă, sau predominant solidă, numită "cumulat cristalin", care rezultă prin aglomerarea fazelor cristaline, în anumite spaţii ale corpului magmatic. Dacă acest "cumulat" are o omogenitate de ordinul 2, atunci el este o "rocă magmatică cumulată".
b. O componentă lichidă, sau predominant lichidă, constituind aşa numita "magmă secundară".

Magma secundară, la rândul ei, poate să intre din nou într-un proces de cristalizare, de lungă durată şi, în acest caz, ea se poate diferenţia în continuare, generând o altă magmă secundară şi un alt cumulat. Prin repetarea procesului, se poate ajunge ca dintr-o magmă unică primitivă să rezulte numeroase magme secundare cogenetice (= cosangvine), dar şi numeroase roci cumulate, de asemenea cogenetice.

### 3.3.5.2. Mecanismele diferenţierii prin cristalizare

Au fost propuse mai multe mecanisme capabile să diferenţieze spaţial fracţia solidă de lichidul magmatic, din care:

BCU IAŞI "CAROL I" UNIVERSITY LIBRARY

i. diferenţierea gravitaţională a cristalelor;
ii. diferenţierea prin curgere;
iii. filtrarea lichidului prin presiune;
iv. nucleerea selectivă a mineralelor;
v. deplasarea cristalelor cu ajutorul fazelor volatile.

i. Diferenţierea gravitaţională a cristalelor. Este mecanismul cel mai des invocat şi are ca premiză constatarea că densitatea mineralelor magmatice, de regulă, este diferită de cea a lichidului magmatic cu care se află în echilibru chimic. Mineralele felsice (cuarţ, feldspaţi, feldspatoizi) au densităţi cuprinse între 2.5 şi 2.9 g/cm$^3$, în timp ce mineralele feromagneziene au densităţi peste 3.0g/cm$^3$, crescând cu proporţia Fe/Mg. Leucitul, cu densitatea 2.5g/cm$^3$, precum şi alţi feldspatoizi (analcimul, sodalitul), au o densitate mai mică decât a lichidelor magmatice bazice şi, deci, în mod cert ele au o tendinţă de a flota spre partea superioară a corpurilor magmatice, formând cumulate foidice. Roca numită "italit", alcătuită predominant din cristale de leucit, ar putea să se fi format pe această cale. Sedimentarea (căderea) cristalelor mai dense decât lichidul este, probabil, mai frecventă decât flotarea, mai ales pentru faptul că mineralele relativ dense (olivinele, granaţii, piroxenii, numeroase minerale accesorii) sunt deseori prezente printre primele, în ce priveşte ordinea de cristalizare. Dacă, la un moment dat, mai multe din aceste minerale, relativ grele, cristalizează simultan, probabil că nu toate vor cădea cu aceeaşi viteză. Potrivit ecuaţiei lui Stokes, ar trebui să fie o anumită ordine în ceea ce priveşte viteza de cădere a cristalelor, funcţie de densitate şi dimensiunea corpurilor cristaline (tabelul nr. 3.7.). Adăugând la acest fapt şi ordinea de cristalizare, se poate bănui că fracţia cumulată gravitaţional ar trebui să aibă o anumită stratificaţie şi o anumită variaţie a granulaţiei pe verticală, în fiecare strat în parte.

**Tabelul nr. 3.7.** - Viteza de cădere a cristalelor într-un lichid bazic cu densitatea 2.58g/cm$^3$ şi vâscozitatea de 3000 poise (după Wager şi Brown).

| MINERALUL | Raza cristalelor | Viteza de sedimentare | |
|---|---|---|---|
| | | m/an | cm/oră |
| plagioclaz (2.68g/cm$^3$) | 0.5 | 6 | 0.06 |
| | 1.0 | 23 | 0.3 |
| | 2.0 | 92 | 1.0 |
| | 4 | 368 | 4.2 |
| Augit (3.28/cm$^3$) | 0.5 | 40 | 0.5 |
| | 1.0 | 160 | 1.8 |
| | 2.0 | 640 | 7.3 |
| Olivină (3.70/cm$^3$) | 0.5 | 64 | 0.7 |
| | 1.0 | 256 | 2.9 |
| | 2.0 | 1024 | 11.7 |
| Magnetit (4.92/cm$^3$) | 0.25 | 3 | 0.03 |
| | 0.5 | 134 | 1.5 |
| | 1.0 | 535 | 6.1 |

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pe globul terestru, au fost descrise câteva corpuri magmatice bazice cu structuri sratificate, unele dintre acestea devenind celebre, ca de exemplu corpul intrusiv de la Skaergaard (Groenlanda). Mulţi petrologi acceptă posibilitatea ca astfel de corpuri să fi rezultat prin diferenţiere gravitaţională. În numeroase alte corpuri, mai ales în cele granitice, nu se remarcă o structură stratificată. Vitezele de sedimentare a cristalelor în magmele granitice sunt mult mai mici decât în cele bazice, datorită vâscozităţii. Presupunând o vâscozitate de $10^6$ poise şi o densitate a magmei acide de 2.3g/cm$^3$, cristalele de cuarţ, feldspat, biotit şi hornblendă, de 1 mm diametru, ar trebui să se sedimenteze cu o viteză de abia 0.1m/an (Anthony Hall, 1996). La viteze atât de mici, diferenţierea gravitaţională a cristalelor poate fi anulată uşor de mişcarea convectivă, cu atât mai mult de mişcarea turbulentă care poate însoţi ascensiunea magmei.

ii. Diferenţierea prin curgere. Dacă un fluid cu suspensii cristaline curge printr-o conductă, atunci particulele solide tind să migreze spre spaţiile cu viteză de curgere mai mare, adică spre punctele mai îndepărtate de pereţi. Dacă, de exemplu, în lungul unei fracturi curge o magmă bazică, având în suspensie cristale de olivină şi piroxeni, atunci aceste cristale se vor concentra spre partea centrală a fracturii, mai departe de pereţi. Acest mecanism a fost invocat pentru a explica prezenţa unor roci ultramafice (picritele) în unele sill-uri, fiind concentrate spre partea centrală a acestora, şi nu spre bază, cum ar fi fost de aşteptat prin diferenţierea gravitaţională.

iii. Filtrarea prin presiune. Este procesul de separare a lichidului magmatic aflat în spaţiile intercristaline. Acest mecanism intră în funcţiune, probabil, extrem de rar şi numai în cazuri excepţionale când, datorită presiunilor vectoriale, porozitatea tinde să se micşoreze. Separarea lichidului rezidual din spaţiile intergranulare, în cazul că are totuşi loc, este mai de grabă urmarea suprapresiunilor generate de fazele volatile, decât de presiunile orientate (Anderson et. al., 1984).

iv. Nucleerea selectivă. Procesul poate deveni important în magmele suprarăcite, pe fracturi, unde primii nuclei cristalini se vor fixa mai mult sau mai puţin orientat pe pereţii fracturii. Sill-urile şi dyke-urile în care au fost remarcate dispoziţii orientate ale cristalelor mafice faţă de pereţii corpului magmatic, ar fi o dovadă a unei astfel de posibilităţi. Lichidul din centrul corpului va fi, în acest caz, diferit compoziţional de bordurile solide, fără să fie implicată o mişcare mecanică a cristalelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

v. Deplasarea cristalelor cu ajutorul fazelor volatile. Dacă în sistemul magmatic coexistă trei categorii de faze (lichidă, solidă şi o fază volatilă), atunci faza volatilă poate să se individualizeze ca

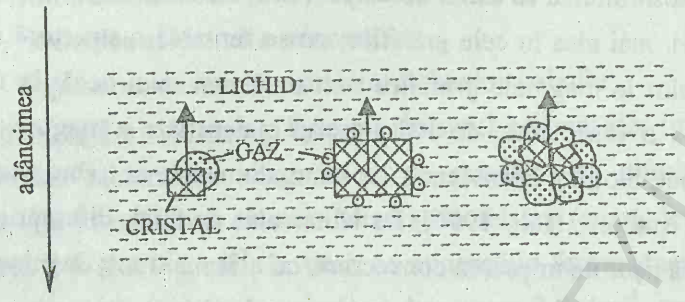



**Fig. 3.61.** – Aderarea fazelor gazoase pe cristale sau pe agregatele policristaline.

vezicule (bule) aderente pe cristale (fig. 3.61.). Se realizează astfel o modificare a densităţii globale a sistemului cristal-gaz, favorizând flotarea cristalelor spre suprafaţă. De fapt, acest mecanism este un caz particular al diferenţierii gravitaţionale. Este evident că acest mecanism are efect invers faţă de sedimentarea gravitaţională şi, deci, o poate anula. Procesul ar putea fi deosebit de eficient în cazul depresurizărilor rapide ale magmelor umede care ascensionează spre suprafaţă. El ar putea explica menţinerea în magmă, într-un timp îndelungat, a cristalelor de mari dimensiuni, relativ dense, precum şi a unor noduli peridotitici semnalaţi în numeroasele lave bazaltice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 3.4. LICUAŢIA MAGMELOR

## 3.41. Esenţa şi cauzele licuaţiei

Licuaţia este procesul de dezamestec al unui lichid mixt omogen, $L_0$, în două sau mai multe lichide diferite, $L_1$, $L_2$, ..., $L_n$. Soluţia lichidă iniţială, $L_0$, este numită lichid primar sau primitiv, pe când soluţiile $L_1$, $L_2$, ..., $L_n$ – faze licuate sau fracţii licuate. Componenţii chimici ai soluţiei primitive se regăsesc în toate fracţiunile licuate, dar cu concentraţii diferite:

$$X_i^{L_0} \neq X_i^{L_1} \neq ... \neq X_i^{L_n} \quad .$$

Pentru o compoziţie chimică globală constantă, coeficientul de distribuţie al componentului i în fazele licuate, respectiv

$$K_D = \frac{X_i^{L_1}}{X_i^{L_n}} \lessgtr 1$$

este puternic influenţat de temperatură şi într-o mică măsură şi de presiune. În condiţii izobare, contrastul compoziţional dintre fazele licuate $L_1$ şi $L_n$ se micşorează continuu, pe măsură ce creşte temperatura, astfel încât, la o anumită temperatură $T_k$, numită şi temperatură critică a sistemului licuabil, contrastul compoziţional dintre faze dispare. Cu alte cuvinte, la $T \geq T_k$, pentru orice component al lichidului primitiv, avem $K_D = 1$. La $T > T_k$ lichidul primitiv nu permite dezamestecul, sau altfel spus, toţi componenţii sistemului sunt total miscibili în stare lichidă. De aici se deduce prima cauză a licuaţiei: *răcirea lichidului primitiv.* Este valabilă şi reciproca: *dacă la $T < T_k$ există în echilibru două sau mai multe faze lichide contrastante chimic, atunci, prin creşterea temperaturii, acestea se vor amesteca tinzând să formeze un singur lichid omogen.*

În figura 3.62., este redată o diagramă T – X a unui sistem binar lichid cu componenţii A şi B licuabili. Domeniul compoziţional şi termic în care este posibilă licuaţia, pe scurt, domeniul de licuaţie sau lacuna de miscibilitate, este conturat în diagrama T – X printr-o curbă sub formă de clopot.

Lichidul primitiv, $L_0$, aflat la $T = T_3 > T_k$, rămâne omogen până la temperatura $T_1$, când se despică în două lichide: $L_1$ şi $L_2$ definite de compoziţiile

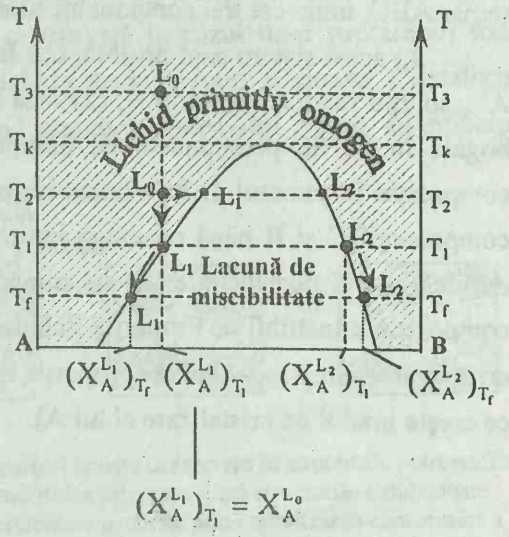



**Fig. 3.62.** – Dezamestecul lichidului binar, $L_0$, cu compoziţia iniţială determinată de $X_A^{L_0}$.

$(X_A^{L_1})_{T_1}$ şi $(X_A^{L_2})_{T_1}$. Prin scăderea temperaturii, până la $T_f$, lichidul $L_1$ tinde să se îmbogăţească în componentul A, iar lichidul $L_2$, în componentul B, accentuându-se astfel contrastul compoziţional dintre lichide. Invers, cele două lichide $L_1$ şi $L_2$ prezente la $T_f$, prin încălzire, se apropie compoziţional, contopindu-se într-un singur lichid omogen la $T_1$.

Cea de-a doua cauză a licuaţiei este modificarea concentraţiei componenţilor în lichidul primitiv, $L_0$, aflat la o temperatură $T < T_k$. De pildă, dacă în lichidul $L_0$, aflat la $T = T_2$, are loc o creştere a concentraţiei componentului B, atunci compoziţia globală a lichidului poate atinge domeniul compoziţional al licuaţiei, producându-se dezamestecul izoterm, cu formarea lichidelor $L_1$ şi $L_2$. Teoretic există două posibilităţi de creştere a concentraţiei componentului B şi anume: (1) prin contaminare, respectiv asimilare; (2) prin cristalizarea componentului A. Schimbarea concentraţiei ca urmare a cristalizării unuia din componenţi în lichidul primitiv este o cauză extrem de eficientă şi universală, deoarece poate acţiona în toate sistemele magmatice naturale. Prin cristalizarea unuia dintre componenţi, un lichid omogen se poate dezamesteca chiar şi în trei sau mai multe lichide, dacă în sistem există mai mulţi de doi componenţi imiscibili. Să urmărim această posibilitate în sistemul ternar ABC, unde cei trei componenţi sunt doar parţial miscibili în stare lichidă (fig. 3.63.).

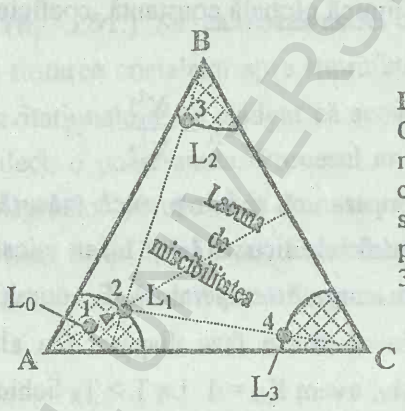



Fig. 3.63. – Sistemul licuabil A – B – C, cu cei trei componenţi parţial miscibili. Lichidul omogen $L_0$, prin cristalizarea componentului A, îşi schimbă compoziţia din punctul 1 în punctul 2, unde se dezamestecă în cele 3 lichide, $L_1$, $L_2$ şi $L_3$.

În acest sistem sunt posibile trei faze lichide, funcţie de chimismul global şi anume: (1) faza A`, soluţie relativ bogată în A; (2) faza B`, soluţie relativ bogată în B; (3) faza C`, soluţie relativ bogată în C. Să presupunem că lichidul primar omogen $L_0$, aparţine fazei lichide A`, având compoziţia în punctul 1. Prin cristalizarea componentului A, lichidul A` se îmbogăţeşte relativ în componenţii C şi B până se atinge limita miscibilităţii, în punctul $L_1$. Aici lichidul omogen A` se despică în trei faze lichide: $L_1$ cu compoziţia punctului 2, $L_2$ cu compoziţia punctului 3 şi $L_3$ cu compoziţia punctului 4. Proporţia lichidelor $L_1$, $L_2$ şi $L_3$ nu depinde de temperatură, ci de gradul cristalizării componentului A (proporţia lichidului $L_1$ scade, în folosul lichidelor $L_2$ şi $L_3$, pe măsură ce creşte gradul de cristalizare al lui A).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 3.4.2. Structura sistemelor licuate

Cinetica apariției unui lichid nou în corpul altui lichid este asemănătoare cineticii cristalizării, pe care am comentat-o mai sus. Noua fază lichidă "nucleează" prin fluctuații spontane, apărând, la început, sub formă de corpuri minuscule, cu forme mai mult sau mai puțin sferice, numite în general "picături". Și aici se poate vorbi de o viteză de nucleere, $v_N$, care exprimă numărul de "picături" care se formează în corpul lichidului $L_0$, timp de o secundă, într-un $cm^3$. La fel se poate vorbi de o viteză de creștere a "picăturilor", $v_c$ (viteza de creștere a razei picăturii). La o viteză mare de nucleere, în corpul lichidului primitiv se formează un număr enorm de picături, aparținând unei faze $L_n$. Se realizează astfel un sistem licuat cu omogenitate de al doilea ordin și cu o structură emulsionară izotropă (fig. 3.64.b.). Compozițiile diferite ale fracțiunilor licuate determină o deosebire în ceea ce privește densitățile acestora. De aceea, în condiții statice de lungă durată, lichidele tind să se separe gravitațional, cu tendința de formare a unui sistem eterogen stratificat (fig. 3.64.c.). Trecerea de la structura emulsionară la cea stratificată este deseori împiedicată de vâscozitatea lichidelor, care se opune căderii (sau ridicării) picăturilor. Ca urmare, deși instabile gravitațional, structurile emulsionare pot supraviețui un timp îndelungat.

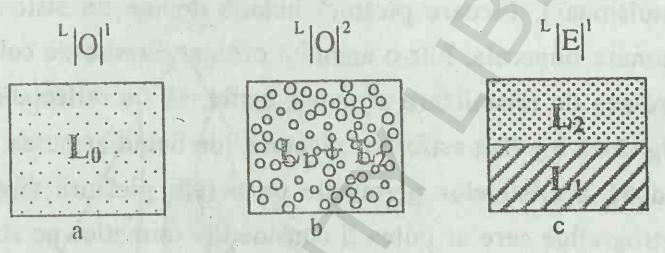



Fig. 3.64. – Structurile fundamentale ale sistemelor licuate:
a. lichid omogen ($L_0$) înainte de licuație;
b. sistem licuat cu structură emulsionară;
c. sistem licuat stratificat.

Structura sistemelor licuate ar putea fi perfect conservată în cazul unei suprarăciri foarte puternice, sub temperatura de vitrificare, când fazele lichide devin corpuri sticloase. Cristalizarea lichidelor poate afecta mai mult sau mai puțin profund structura sistemului licuat. În principiu, structura stratificată nu este afectată major de cristalizare, deoarece corpurile lichide devin corpuri petrografice stratificate. Cât privește structurile emulsionare, acestea se conservă sau nu funcție de ordinea de cristalizare a fracțiunilor licuate, precum și de viteza de cristalizare a componenților din aceste fracțiuni.

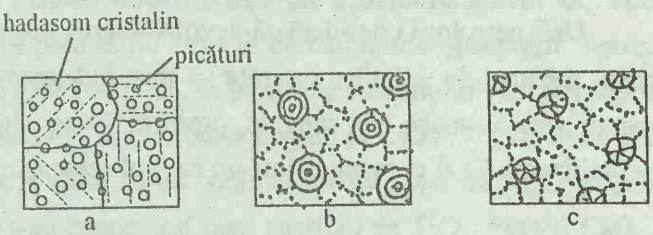



Fig. 3.65. – Structuri licuate conservate în structurile petrografice:
(a) structuri poikilitice mimetice după structurile emulsionare;
(b) structuri orbiculare generate prin cristalizarea concentrică a mineralelor, în corpurile sferice ale unuia din lichidele licuate;
(c) structuri sferulitice mimetice pe o structură licuată emulsionară.

În eventualitatea că lichidul gazdă (hadasomă) cristalizează înaintea

picăturilor, frecvent picăturile sunt incluse în cristalele hadasomei formând structuri poikilitice (fig. 3.65.a.).

Răcirile rapide ar putea să transforme picăturile în sticle, conducând la structuri hipocristaline poikilitice. Chiar şi o cristalizare simultană a fracţiunilor licuate ar putea conserva structura emulsionară. Fiecare picătură lichidă devine un sistem autonom, în spaţiul căruia vor cristaliza anumite minerale, într-o anumită ordine, diferită de cele care se află în spaţiul vicinal al picăturii. Ordinea de cristalizare ar putea, astfel, să fie reflectată într-o dispoziţie concentrică a mineralelor (fig. 3.65.b.). Tot astfel, o "picătură" de lichid ar putea să fie înlocuită de un sferulit, prin creşterea radiară a cristalelor germinate pe pereţii picăturii (fig. 3.65.c.). Desigur, există şi alte structuri petrografice care ar putea fi considerate mimetice pe structurile sistemelor licuate, cum ar fi unele structuri "nodulare" sau "concreţionare", prezente în roci magmatice în esenţă silicatice, dar cu noduli de oxizi, carbonaţi sau sulfuri. Studiul atent al acestor structuri petrografice a fost cea mai importantă dovadă a existenţei licuaţiei printre procesele magmatice. Prin studiul mineralogic comparativ al acestor structuri petrografice mimetice s-a oferit posibilitatea clasificării sistemelor magmatice licuabile în câteva grupe.

i. sisteme eusilicatice - acele sisteme lichide esenţial silicatice care, prin licuaţie, generează tot lichide silicatice;
ii. sisteme oxido-silicatice - lichide naturale care, prin licuaţie, generează o fază lichidă predominant silicatică şi o alta predominant oxidică;
iii. sisteme silicato-sulfurice - lichide naturale care generează un lichid predominant silicatic şi un altul predominant sulfuric;
iv. sisteme silicato-carbonatice - lichide naturale care, prin licuaţie, generează topituri carbonatice şi silicatice;
v. sisteme complexe - magme naturale care, prin licuaţie, pot genera mai mult de două fracţiuni lichide contrastante compoziţional.

Unii petrologi consideră că devolatilizarea magmelor silicatice este tot un proces de licuaţie. Totuşi, substanţele volatile, separate ca faze independente, au caracteristici de faze lichide doar la presiuni relativ mari, pe când la presiuni joase ele se manifestă ca faze gazoase. De aceea devolatilizarea va fi comentată într-un capitol separat.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.4.3. Licuaţia în topiturile eusilicatice

Licuaţia a fost remarcată în mai multe topituri silicatice artificiale. De exemplu, în lichidele binare, aparţinând sistemelor $SiO_2$ – CaO, $SiO_2$ – FeO, licuaţia a fost semnalată cu multe decenii în

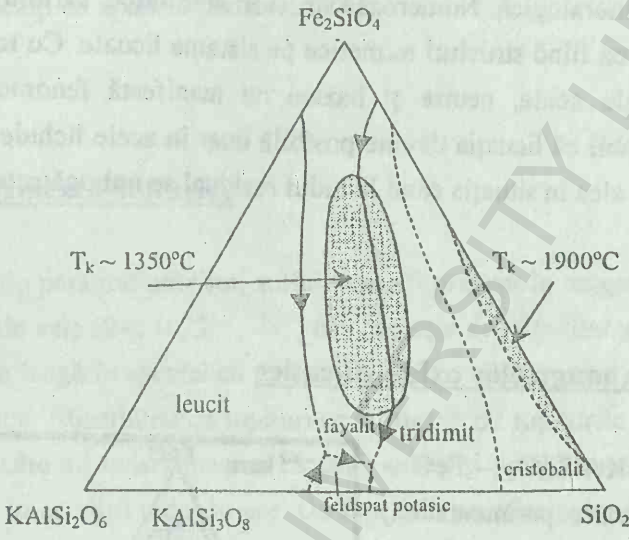



Fig. 3.66. – Domeniile de licuaţie ale sistemului $SiO_2$ – $Fe_2SiO_4$ – $KAlSi_2O_6$ (simplificat după Roeder, 1951)

urmă. Apoi ea a fost remarcată şi în lichide silicatice mai complexe, ca de exemplu, în lichidul sistemului $SiO_2$ – $Fe_2SiO_4$ – $KAlSi_2O_6$ (fig. 3.66.).

Domeniile de licuaţie ale tuturor sistemelor silicatice se restrâng sau dispar, dacă în sistem se adaugă mici cantităţi de aluminiu sau alcalii. Dimpotrivă, adaosul de fosfor şi titan în sistemul ternar $SiO_2$ – $Fe_2SiO_4$ – $KAlSi_2O_6$ contribuie la lărgirea domeniului de imiscibilitate.

Numeroase topituri silicatice aparţinând sistemului $SiO_2$ – $Al_2O_3$ – $Na_2O$ – $K_2O$ nu prezintă fenomenul de licuaţie. Cum aceşti oxizi se regăsesc în majoritatea magmelor în proporţii relativ mari, este aproape sigur că în cele mai multe magme silicatice naturale licuaţia nu a avut loc. Totuşi, dezamestecul natural al unor magme silicatice pare să fie dovedit de mai multe observaţii. Astfel, în cristalele de olivină ale câtorva bazalte de pe glob (de pildă, în bazaltele vulcanului Fuji din Japonia) au fost întâlnite două tipuri de incluziuni sticloase, unele foarte bogate în $SiO_2$ (76%), altele foarte sărace (30,4%). Incluziunile sticloase bogate în silice au un conţinut relativ mare de $Al_2O_3$ şi alcalii, în comparaţie cu incluziunile bazice în care s-au concentrat mari cantităţi de $TiO_2$, FeO şi CaO. Cel mai probabil, la origine, aceste incluziuni sticloase au fost picături lichide imiscibile captate de olivină în timpul cristalizării. Trebuie să admitem deci, ca o ipoteză foarte plauzibilă, existenţa unui lichid magmatic primar, cu un conţinut apreciabil de Fe şi Ti, care a suferit o licuaţie chiar în timpul cristalizării olivinei. Lichidul mai acid, rezultat prin licuaţie, se apropie destul de mult de chimismul global al unei magme riodacitice, însă lichidul mai bazic, prin conţinutul său exagerat de titan şi fier,

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

nu are corespondent în magmele silicatice obişnuite. Unele sticle vulcanice cu eterogenităţi compoziţionale foarte clare vin şi ele în sprijinul existenţei fenomenului de licuaţie. Licuaţia a fost, de asemenea invocată pentru a explica unele structuri ale rocilor silicatice cum ar fi cele "nodulare", constând din prezenţa unor noduli relativ sferici cu o anumită compoziţie silicatică, într-o matrice de o altă compoziţie mineralogică. Numeroase structuri sferulitice, variolitice, ocelare, globulare etc. ar putea fi explicate şi ca fiind structuri mimetice pe sisteme licuate. Cu toate acestea, trebuie subliniat că magmele naturale acide, neutre şi bazice nu manifestă fenomenul de licuaţie, în condiţii supraliquidus. Probabil că licuaţia devine posibilă doar în acele lichide reziduale din ultimele stadii ale cristalizării, mai ales în situaţia când lichidul rezidual se îmbogăţeşte puternic în fier şi titan.

### 3.4.4. Licuaţia magmelor oxido-silicatice

În sistemul $KAlSi_3O_8$ – FeO – $SiO_2$ a fost demonstrat experimental că, la o fugacitate mare a oxigenului, există un domeniu de licuaţie foarte larg (fig. 3.67.). În acest sistem, la o fugacitate mare a oxigenului ($f_{O_2}=10^{-0.7}$bar) există două tipuri de lichide imiscibile: unul foarte bogat în oxid de fier (cu maximum 20% silicat), iar celălalt, silicatic, cu cel mult 20% FeO. Pe măsură ce scade fugacitatea oxigenului, se restrânge şi domeniul de licuaţie a fugacităţii. De aceea, se poate prevedea că o cauză posibilă a licuaţiei topiturilor feroase în magmele silicatice, este creşterea fugacităţii oxigenului.

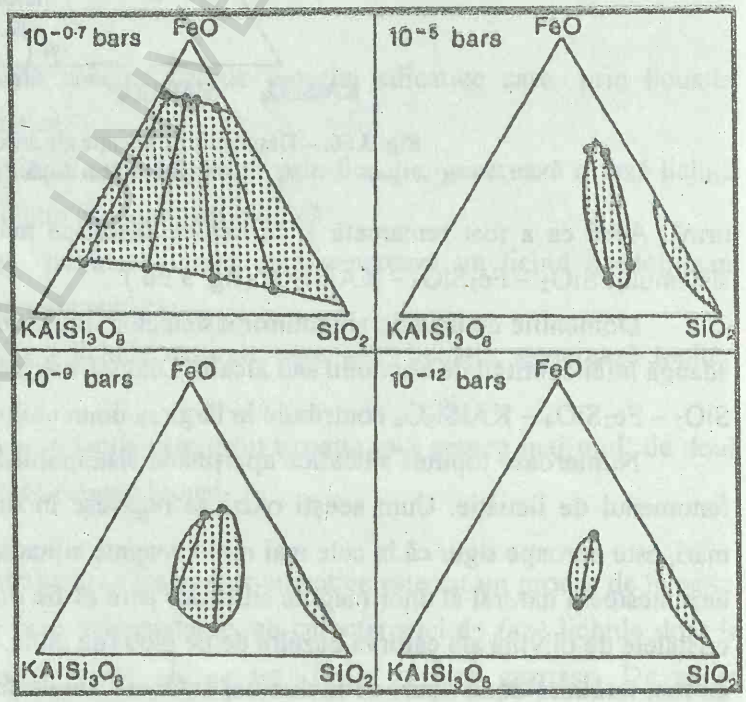



Fig. 3.67. – Domeniul de licuaţie în sistemul $KAlSi_3O_8$ – FeO – $SiO_2$, la diferite fugacităţi ale oxigenului (după Naslund, 1976).

Existenţa unor magme naturale bogate în fier este confirmată de mai multe observaţii. Au fost semnalate curgeri de lave alcătuite, practic, din magnetit şi hematit, cu cantităţi reduse de apatit şi silice (exemplu: lavele vulcanului El Laco din Chile). Marele depozit de fier de la Kiruna (Suedia) poate fi, de asemenea, la origine o lavă ferică, separată prin licuaţie dintr-o magmă silicatică. Unii autori consideră că sticlele magnetitice bogate în apatit din corpul magmatic stratificat de la

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Bushveld ar fi putut să apară mai de grabă prin licuaţie, decât prin diferenţierea gravitaţională. Au fost, de asemenea, descrise corpuri intruzive (dyke-uri) foarte bogate în magnetit şi apatit în nordul Canadei şi în Norvegia, care au fost interpretate ca provenind din topituri oxidice. Aceeaşi origine a fost atribuită şi altor corpuri (dyke-uri, sill-uri etc.) din diverse zone ale lumii, alcătuite predominant din oxizi de Fe şi Ti, frecvent asociaţi cu apatitul (Kolker, 1982).

### 3.4.5. Licuaţia magmelor silicato-sulfurice

Aşa cum s-a precizat într-un paragraf anterior, sulful poate fi prezent în magmele silicatice în toate cele cinci stări de oxidare ale sale (2- , 0 , 2+ , 4+ , 6+), funcţie de fugacitatea oxigenului. În starea redusă de oxidare, sulful se leagă în special cu metalele Fe, Cu, Ni, formând compuşi stabili, fuzibili la temperaturile magmatice. Miscibilitatea topiturilor sulfurice cu topiturile de silicaţi este, totuşi, limitată. De aceea, ori de câte ori există magme cu sulf, există şi posibilitatea separării, prin licuaţie, a unor magme sulfurice, în condiţii reducătoare. De fapt, din practica siderurgică, se ştie de mult timp că topiturile silicatice sunt imiscibile cu cele sulfurice. În condiţii naturale, magmele sulfurice au fost observate la erupţia vulcanului Kilanea din 1963. Au fost descrise, de asemenea, şi roci bazaltice cu incluziuni sulfurice (în esenţă sulfuri de Fe, Ni, Cu) provenite cert din cristalizarea unor picături de lichide sulfurice.

Solubilitatea sulfurilor în topiturile silicatice creşte cu temperatura şi conţinutul de FeO, dar scade cu presiunea, cu conţinutul de $SiO_2$ şi cu fugacitatea oxigenului. Ca urmare, orice magmă silicatică cu un conţinut de sulf de peste 0.038%, în condiţii reducătoare, poate genera, prin licuaţie, o topitură sulfurică, dacă se află într-un proces de răcire sau dacă, în evoluţia sa, se îmbogăţeşte gradat în silice. Aceste două tendinţe de evoluţie sunt specifice mai ales corpurilor magmatice bazice şi, de aceea, mulţi petrologi cred că cele mai multe acumulări sulfurice existente în marile corpuri bazice stratificate (Skaergaard, Sudbury, Bushveld) sunt, de fapt, consolidări ale magmelor sulfurice. Densitatea magmelor sulfurice este mult mai mare decât cea a topiturilor silicatice şi, de aceea, este de aşteptat ca diferenţierea gravitaţională a topiturilor licuate în sistemele sulfuri-silicaţi să fie foarte eficace. Aceasta ar explica raritatea incluziunilor sulfurice în mineralele silicatice, în comparaţie cu incluziunile sticloase. Densitatea mare a magmelor sulfurice este, de asemenea, o cauză serioasă care se opune ascensiunii spre suprafaţă a acestora, căci tendinţa lor de deplasare în litosferă este de sus în jos, adică inversă faţă de tendinţa magmelor silicatice.

Dacă sulful se află în starea de oxidare zerovalentă ($S^0$), atunci, prin licuaţie, poate rezulta o masă lichidă de sulf nativ, ceea ce a fost semnalat, ca apariţie foarte rară, în unii vulcani actuali. Raritatea acestei topituri este urmarea faptului că sulful poate exista într-o astfel de stare de oxidare numai în condiţii cu totul speciale, cu şanse foarte rare de realizare. Ceva mai frecvent, se poate

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

realiza o stare de oxidare superioară. Sulful $S^{2+}$ și $S^{4+}$ formează cu oxigenul compuși volatili și, deci nu se poate vorbi de o licuație propriu-zisă a sulfului, în aceste stări de oxidare. În schimb, sulful $S^{6+}$ generează sulfați, iar dintre aceștia, $CaSO_4$ se poate dizolva congruent în magmă la presiuni de câțiva kbar (Ducea et. al., 1996, Caroll și Rutherford, 1985).

Referitor, însă, la licuația topiturilor sulfatice sunt, totuși, prea puține date experimentale pentru a se trage concluzii de mai largă generalitate. Reținem totuși că, teoretic, este posibilă formarea prin licuație a unei magme sulfurice și că, prin cristalizarea acesteia, ar putea rezulta roci sulfatice, în special anhidritice.

### 3.4.6. Licuația magmelor silicato-carbonatice

Prin creșterea temperaturii, la presiunea atmosferică, toți carbonații cunoscuți se descompun în oxizi înainte de a se topi și abia oxizii metalici rezultați din disociere se topesc. De pildă, carbonații $MCO_3$ (cu M = metal bivalent), la încălzire, trec prin două procese succesive:

$$\underset{\text{carbonat}}{MCO_3} \rightarrow \underset{\text{oxid metalic}}{MO} + \underset{\text{gaz}}{CO_2} \rightarrow \text{Topitură oxidică} + \underset{\text{gaz}}{CO_2}$$

Astfel, calcitul se descompune mai întâi în CaO și $CO_2$, apoi urmează topitura oxidului CaO. De aceea, la presiuni mici, nu există topituri carbonatice propriu-zise, ci numai topituri oxidice, în care substanța volatilă $CO_2$ se dizolvă în cantități foarte mici. Temperatura solidus a topiturii metalice scade vertiginos cu creșterea presiunii $CO_2$. Invers, temperatura de disociere a carbonatului crește cu presiunea $CO_2$. La o anumită presiune, $P_M$, cele două temperaturi coincid, iar la $P > P_M$, temperaturile se inversează (fig. 3.68.). Valorile presiunii $P_M$ sunt de minim 5 kbar și depind nu numai de natura carbonaților, dar și de contextul mineral în care se găsește faza carbonatică. La presiuni $P > P_M$, carbonații se topesc congruent și în aceste condiții barice se poate, într-adevăr, vorbi de magme carbonatice.

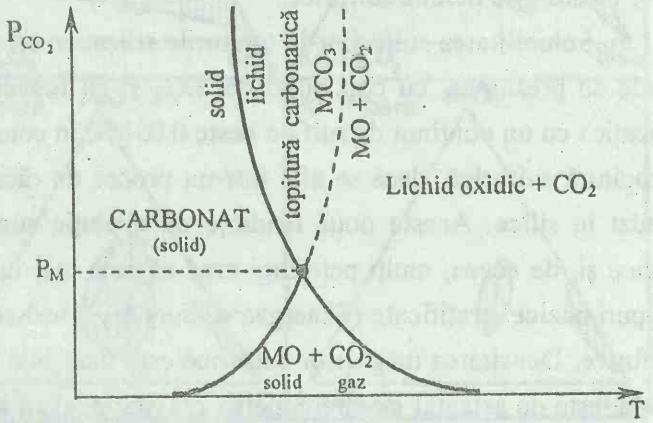



**Fig. 3.68.** – Reprezentarea schematică a domeniului T – P de stabilitate a topiturilor carbonatice, pe modelul unui carbonat cu formula $MCO_3$, unde M = Ca, Mg.

Teoretic, un lichid carbonatic se poate obține pe două căi: (1) topirea unui carbonat preexistent, (2) reacția dintre $CO_2$ și oxizii CaO sau MgO din lichidele magmelor silicatice. Deoarece toate magmele naturale conțin $CO_2$, este logic să admitem că, la presiuni mari, în magmele

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

naturale, ar trebui să existe şi topituri carbonatice. Problema care se pune este: în ce măsură aceste topituri carbonatice se pot amesteca cu cele silicatice.

Toate experienţele întreprinse până în prezent demonstrează că între topiturile silicatice şi cele carbonatice există o imiscibilitate foarte accentuată. Destul de elocvent este sistemul $NaAlSi_3O_8$ – $Na_2CO_3$, în prezenţa unui exces de $CO_2$, studiat experimental de Koster van Gross şi Wyllie (1996), care arată o mare lacună de miscibilitate între topitura carbonatică şi cea feldspatică (fig. 3.69.). În acest sistem licuaţia se manifestă, practic, pe tot intervalul termic de stabilitate al lichidului, iar cele două lichide coexistente sunt clar asimetrice în ceea ce priveşte compoziţia. Astfel, în intervalul termic 900 – 1000°C, lichidul silicatic acceptă 20 – 25% carbonat, pe când lichidul carbonatic acceptă cel mult 5% silicat. Imiscibilitatea între topitura silicatică şi cea carbonatică a fost verificată inclusiv pe sisteme silicatice mai complicate. De exemplu, Freeston şi Hamrilton (1980) au confirmat experimental existenţa unei mari lacune de miscibilitate între topiturile de nefelinite şi fonolite, pe de o parte şi cele carbonatice, pe de altă parte. Contrastul chimic dintre cele două lichide coexistente este scos în evidenţă nu numai prin conţinutul în silice şi $CO_2$, dar şi prin proporţia celorlalţi cationi, cum ar fi, de exemplu, proporţia CaO şi NaO în cele două lichide (fig. 3.70).

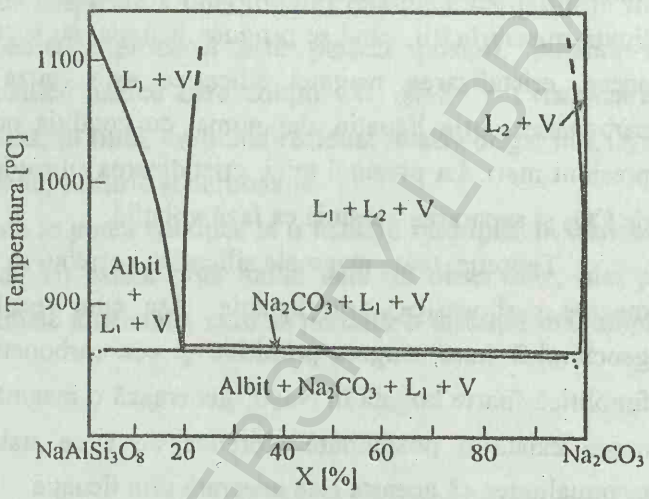



**Fig. 3.69.** – Sistemul $NaAlSi_3O_8$ – $Na_2CO_3$ (după Koster van Gross şi Wyllie, 1996)

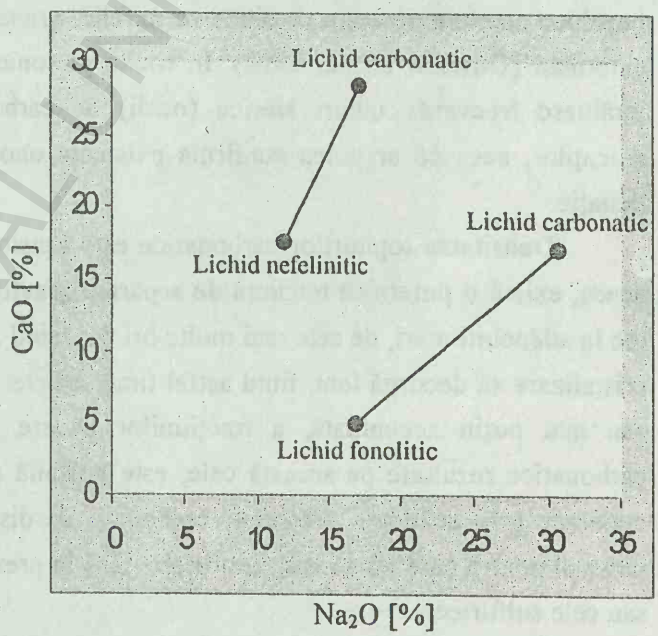



**Fig. 3.70.** –Distribuţia $Na_2O$ şi CaO în lichidele coexistente, dedusă experimental, în sistemele carbonat – nefelinit şi carbonat – fonolit (după Freeston şi Hamilton, 1980).

Topirea congruentă a carbonaţilor la presiuni mari dovedeşte că, în aceste condiţii barice, cea mai mare parte din conţinutul $CO_2$ prezent în magmele silicatice se găseşte în topituri carbonatice, şi nu ca fază independentă. La conţinuturi mici de $CO_2$ corespund conţinuturi mici de topituri silicatice

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

și, cel mai probabil, aceste conținuturi sunt în afara domeniului de licuație, pentru majoritatea magmelor silicatice primare. Totuși, dacă în aceste magme de înaltă presiune are loc o cristalizare a mineralelor silicatice, atunci proporția lichidului carbonatic crește și se ajunge, astfel, inevitabil la limita miscibilității, când se produce licuația, cu separarea lichidului carbonatic de cel silicatic. De aceea, cristalizarea magmei silicatice este cauza cea mai importantă a formării magmelor carbonatice, prin licuație, dar numai cu condiția obligatorie ca procesul de cristalizare să fie la presiuni mari. La presiuni mici, cristalizarea silicaților determină pur și simplu creșterea proporției de $CO_2$ și separarea acestuia ca fază volatilă.

Teoretic, toate magmele silicatice ar trebui să dea naștere, în stadiile finale ale cristalizării, la magme carbonatice, prin licuație. Așa cum rezultă din figura 3.70., există clar o corelație geochimică între magma primitivă și cea carbonatică derivată din aceasta. De pildă, o magmă fonolitică foarte bogată în $Na_2O$, generează o magmă carbonatică de asemenea bogată în $Na_2O$. De aceea există o posibilitate teoretică de a se stabili originea oricărei magme carbonatice, în eventualitatea că aceasta este generată prin licuație.

Există mai multe observații directe care confirmă formarea prin licuație a magmelor carbonatice. Erupția vulcanului Oldoinyo Lengai (Tanzania) din 1993 a adus la suprafață lave bazaltice alcaline de mare presiune cu nefelin, granat și piroxen, care conțin incluziuni rotunjite de carbonați (Dawson et. al., 1994). În rocile plutonice alcaline, mai ales în sienitele nefelinice, se întâlnesc frecvent cuiburi sferice (oceli) de carbonați sau incluziuni carbonatice în cristalele silicaților, ceea ce ar putea confirma existența unor picături de lichide carbonatice separate prin licuație.

Densitatea topiturilor carbonatice este sensibil mai mică decât a magmelor silicatice și, de aceea, există o puternică tendință de separare gravitațională a fracțiunilor licuate. Cum licuația are loc la adâncimi mari, de cele mai multe ori depășind 20 km, este de așteptat ca licuația declanșată de cristalizare să decurgă lent, fiind astfel timp suficient pentru o diferențiere gravitațională, mai mult sau mai puțin accentuată, a fracțiunilor licuate. Migrarea până la suprafață a unor magme carbonatice rezultate pe această cale, este posibilă din punct de vedere fizic, dar puțin probabilă, deoarece prin scăderea presiunii, carbonații se disociază în oxizi metalici și $CO_2$. Acesta este motivul pentru care nu au fost semnalate până în prezent lave carbonatice, așa cum sunt cele oxidice sau cele sulfurice.

Consolidarea la mare adâncime a magmelor carbonatice generează roci alcătuite dominant din carbonați, numite cu termenul general de carbonatite. Desigur, nu toate carbonatitele existente în natură provin din magme carbonatice licuate. Unele dintre ele, probabil masele cele mai mari de carbonatite, ar putea proveni din magme carbonatice apărute direct prin topirea rocilor carbonatice preexistente, fie ale crustei, fie ale mantalei. Deosebirea dintre o magmă carbonatică primară și o alta licuată ar trebui să se reflecte, în primul rând, în contextul geologic, deoarece magmele licuate ar trebui să se asocieze cu corpuri magmatice silicatice.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.4.7. Licuația multiplă (polilicuația)

Licuația multiplă presupune procesul de despicare a unei topituri omogene cel puțin în trei faze lichide contrastante compozițional. Teoretic, procesul este perfect posibil, putându-se manifesta, de exemplu, în acele magme silicatice bazice care conțin $CO_2$ și $S^{2-}$. Cristalizarea avansată a silicaților din aceste magme generează, în final, un lichid rezidual relativ bogat în $CO_2$ și $S^{2-}$, care se poate fracționa în trei lichide: silicatic, sulfuric și carbonatic.

Principial, orice magmă policomponentă ar putea conduce la o licuație multiplă, în ultimele stadii ale cristalizării. Totuși, până în prezent, nu există prea multe date de observație, nici pe sistemele petrografice naturale și nici pe sistemele artificiale, care să permită o discuție mai amplă asupra acestui fenomen.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 3.5. AMESTECUL MAGMELOR

## 3.5.1. Esența procesului

Mai mulți petrologi sunt de părere că magmele, aparținând unor sisteme diferite, se pot amesteca dând magme hibride (Oldenburg et. al, 1989; Sparrks et. al, 1980). Pentru aceasta ar trebui îndeplinite două condiții: (1) magmele să ajungă în contact nemijlocit una cu cealaltă; (2) magmele să fie miscibile.

Formal, se poate face distincție între o magmă locală, $M_1$ (autohtonă) și o alta străină, $M_2$ (alohtonă), iar procesul de amestec s-ar putea reda în schema:

$$M_1 + M_2 \rightarrow M^*,$$

unde $M^*$ este magma hibridă, omogenă compozițional.

Amestecul magmatic are o importanță reală numai dacă $M_1$ și $M_2$ se deosebesc prin compoziția chimică globală, reflectată în concentrațiile diferite a cel puțin unuia din componenți. În magma hibridă, concentrația unui component oarecare este controlată, pe de o parte, de concentrațiile acestui component cele două magme, iar pe de altă parte, de masele $m_{M_1}$ și $m_{M_2}$ ale celor două magme:

$$X_i^* = \frac{X_i^{M_1} m_{M_1} + X_i^{M_2} m_{M_2}}{m_{M_1} + m_{M_2}}.$$

De aceea, dacă ne sunt cunoscute concentrațiile componentului în magmele $M_1$, $M_2$, $M^*$, se poate deduce ușor raportul dintre masele magmelor care s-au amestecat (fig. 3.71).

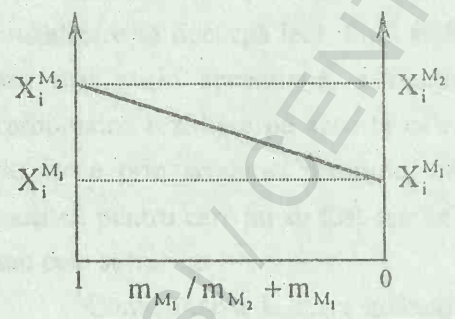



**Fig. 3.71.** – Corelația dintre concentrațiile componentului i în magma hibridă și raportul dintre masele magmelor inițiale $M_1$ și $M_2$.

Din acest punct de vedere, amestecul magmelor este similar cu procesul de asimilare magmatică, motiv pentru care unii petrologi consideră că amestecul magmelor este doar un caz particular al asimilării, respectiv magma autohtonă asimilează magma alohtonă (sau invers).

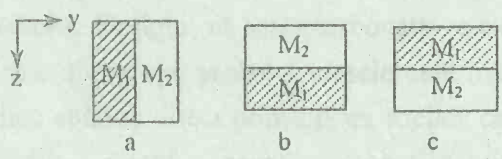



**Fig. 3.72.** – Aranjamentele spațiale ale magmelor $M_1$ și $M_2$ în rezervorul magmatic, înainte de asimilare.

Există dovezi rezonabile în sprijinul ipotezei că magme diferite compozițional pot

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

veni în contact nemijlocit una cu cealaltă. De pildă, în mai multe zone vulcanice de pe glob s-a remarcat că, pe acelaşi coş vulcanic sau pe aceeaşi fractură, au circulat mai multe tipuri de magme, la intervale de timp relativ scurte. De altfel, acolo unde există corpuri magmatice cu rol de rezervor sau "cuptor magmatic", formate prin intruziune, există teoretic şi posibilitatea umplerii succesive a acestor rezervoare cu magme, mai mult sau mai puţin diferite compoziţional. Într-un astfel de cuptor, magmele $M_1$ şi $M_2$, înainte de omogenizare, se pot plasa una lângă alta, eventual una peste alta (fig. 3.72).

În eventualitatea că $M_1$ şi $M_2$ au densităţi diferite, respectiv $\rho_1 > \rho_2$, aranjamentul stratificat este singurul stabil gravitaţional, pe când celelalte aranjamente sunt instabile. Tendinţa de trecere de la aranjamentele instabile, la aranjamentul stabil, este inevitabilă atâta timp cât magmele nu se omogenizează prin difuzia componenţilor. Dacă masele $M_1$ şi $M_2$ sunt suficient de mari, omogenizarea prin difuzie ar putea necesita un timp extrem de lung, poate de ordinul miilor şi

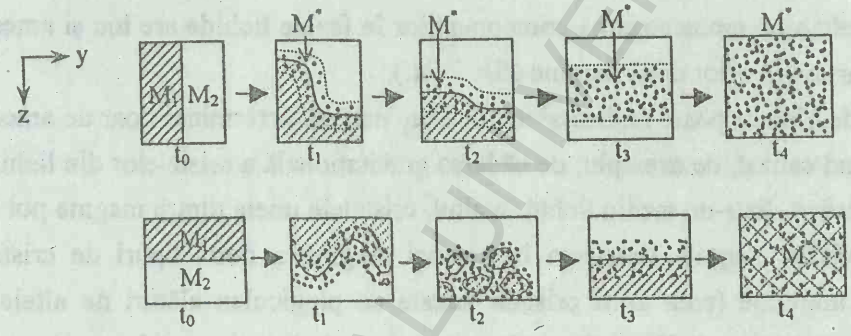



Fig. 3.73. – Diferite configuraţii efemere prin care trece sistemul magmatic pornindu-se de la aranjamente instabile gravitaţional (la timpul $t_0$) şi ajungând, în final (la $t_3$), la aranjamentul stabil gravitaţional. [suprafaţa punctată = zona hibridă]

zecilor de mii de ani. De aceea, înaintea omogenizării totale este de aşteptat ca, în rezervorul magmatic, să aibă loc un proces de rearanjare spaţială a maselor magmatice, dacă acestea au o poziţie iniţială inadecvată echilibrului gravitaţional. Tranziţia de la aranjamentul iniţial instabil la cel final, stabil, nu se face instantaneu, ci pe un interval de timp, când sistemul magmatic trece printr-o succesiune de alte aranjamente efemere care dau configuraţia cinetică (de mişcare) a sistemului (fig. 3.73.). În tot acest interval de timp, la interfaţa dintre magmele $M_1$ şi $M_2$ au loc reacţii de schimb componenţial, prin difuzie, cu tendinţa de

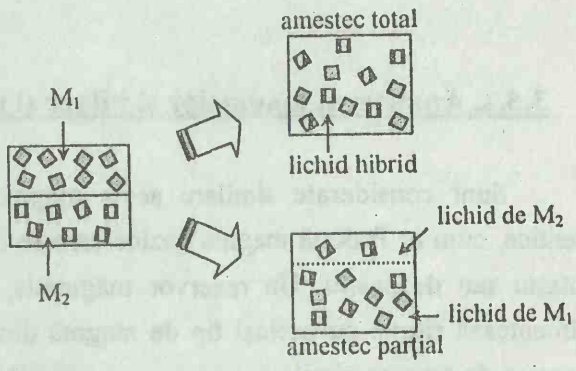



Fig. 3.74. – Diferite modalităţi de amestec a magmelor $M_1$ şi $M_2$ parţial cristalizate, aflate iniţial într-un aranjament stabil gravitaţional.

omogenizare a concentraţiilor. Astfel, de o parte şi de alta a interfeţei $M_1$ / $M_2$ se dezvoltă treptat o zonă hibridă, grosimea acesteia crescând în timp.

Este posibil ca, pe parcursul modificării aranjamentelor, magmele să se solidifice prin cristalizare totală sau prin vitrificare. În acest caz oricare din configuraţia cinetică efemeră poate fi "îngheţată" şi să supravieţuiască mult timp. De altfel, cele mai convingătoare dovezi asupra procesului natural de amestec al magmelor, provin din observaţii asupra unor astfel de configuraţii "îngheţate".

Unii petrologi atrag atenţia asupra faptului că amestecul magmatic este greu realizabil, dacă nu complet împiedicat, în eventualitatea că magmele se plasează de la început în rezervorul magmatic, într-un aranjament stabil gravitaţional (Hall, 1996). Aceasta ar putea fi adevărat dacă magmele suprapuse s-ar găsi în condiţia supraliquidus, când sunt lipsite de faze cristaline. De regulă, magmele conţin numeroase cristale aparţinând diferitelor specii minerale. În acest caz, amestecul magmelor $M_1$ şi $M_2$ poate fi într-adevăr realizat, total sau parţial. Se poate vorbi de un amestec total atunci când simultan cu omogenizarea componenţilor în fazele lichide are loc şi amestecul mecanic al cristalelor aparţinând celor două magme (fig. 3.74.).

Tot aşa de bine se poate realiza şi un amestec parţial, determinat doar de amestecul mecanic al cristalelor (fiind cauzat, de exemplu, de căderea gravitaţională a cristalelor din lichidul superior în cel inferior). Trecând dintr-un mediu lichid în altul, cristalele uneia dintre magme pot intra în reacţie cu lichidul celeilalte magme. Existenţa în aceeaşi magmă a două tipuri de cristale aparţinând aceleiaşi specii minerale (cum ar fi cristale zonate de plagioclaz alături de altele nezonate sau cristale corodate de piroxeni alături de altele necorodate etc.) sunt considerate de unii petrologi ca dovadă în sprijinul ipotezei că magma care oferă astfel de situaţii este hibridă. [Astfel de argumente trebuie, totuşi, folosite cu prudenţă, deoarece populaţiile diferite de cristale mineralogic omoloage se pot datora şi altor cauze.]

### 3.5.2. Amestecul magmelor similare şi nonsimilare

Sunt considerate similare acele magme destul de asemănătoare compoziţional, dar nu identice, cum ar fi două magme bazice care se deosebesc între ele, de exemplu, prin conţinutul de potasiu sau de calciu. Un rezervor magmatic, aflat în zonele superioare ale litosferei, care se alimentează ritmic cu acelaşi tip de magmă dintr-o sursă mai profundă, poate deveni sediul unui amestec de magme similare: *magma nou venită se poate amesteca cu magma mai veche, mai mult sau mai puţin diferenţiată.* În acest caz, amestecul magmatic diminuează efectul diferenţierii.

Sunt considerate nonsimilare acele magme care se deosebesc net unele de altele, atât prin compoziţie, cât şi prin origine. De exemplu, o magmă bazică formată în manta este nesimilară cu o

BCU "ASTRA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

magmă acidă generată în crustă. Prin amestecul acestor două extreme se poate obține o serie continuă de magme intermediare, de la cele bazice la cele acide. O magmă neutră (andezitică), de exemplu, se poate obține prin amestecul în proporții relativ egale a unei magme acide cu alta bazică. Un exemplu clasic al unui posibil amestec de acest gen îl constituie seria continuă de roci magmatice riolit-dacit-andezit-bazalt din Yellowstone Park, Wyoming.

După cum se poate remarca, o magmă hibridă nu se poate deosebi cu ușurință de cele care rezultă prin diferențiere sau prin asimilarea clasică a rocilor. Fără examinarea atentă a fenocristalelor și a contextului geologic în care se găsește magma, este foarte greu, dacă nu chiar imposibil, să se depisteze existența procesului de amestec, pe criterii exclusiv chimice. Probabil că multe serii continui de roci magmatice descrise în mai multe zone de pe glob, atribuite amestecului, au, în realitate, ale cauze.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 3.6. ASIMILAREA MAGMATICĂ

## 3.6.1. Generalităţi

Magma care părăseşte locul de origine este rareori în echilibru chimic cu rocile înconjurătoare. Prin reacţia dintre magmă şi aceste roci, magma îşi schimbă compoziţia, incorporând o parte din constituenţii rocii vecine. Reacţia se poate desfăşura la pereţii camerei magmatice sau înăuntrul camerei, dacă aceasta conţine fragmente ale rocii înconjurătoare sub formă de xenolite (enclave).

Pot fi recunoscute mai multe tipuri de reacţii care sunt capabile să schimbe compoziţia magmei, dar principial diferite sunt doar două:

a. reacţia care implică topirea parţială sau totală a rocii;
b. reacţii care nu presupun topirea rocii înconjurătoare.

În primul caz, topitura rezultată din roca înconjurătoare se amestecă cu fracţia lichidă a magmei. Se produce astfel o dizolvare (prin topire) a rocii solide de către magmă.

În cel de-al doilea caz, o parte din componenţii chimici ai rocii ambientale trec în magma, prin difuzie, fără ca roca să se topească. Complementar, o parte din componenţii magmei pot trece în roca înconjurătoare, tot prin difuzie, modificând metasomatic roca.

Prin asimilare magmatică unii autori (Daly, 1933; Grout, 1941) înţeleg doar acel tip de reacţii care implică topirea de către magmă a rocii înconjurătoare, pe când alţii (Shand, 1943; Carmichael et. al, 1974) înţeleg prin asimilare orice tip de reacţie dintre magmă şi mediul ambiant, capabil să schimbe compoziţia magmei. Dacă preluăm termenul cu această ultimă semnificaţie, atunci este necesar să se facă, totuşi, distincţie între cele două tipuri de asimilări şi anume:

a. cea care implică topirea rocii asimilate şi care presupune ridicarea temperaturii rocii până la valori cel puţin egale cu $T_S^R$ (temperatura solidus a rocii);
b. cel de-al doilea tip ar putea fi numit asimilare subsolidus, desfăşurându-se la temperaturi $T < T_S^R$.

Prin asimilare, în magmă se poate produce modificare unor parametri, dintre care cei mai importanţi sunt:

- masa magmatică
- volumul magmei
- chimismul magmei.

De regulă, în petrologie se pune accent pe efectul chimic al asimilării, considerându-se că masa şi volumul magmei nu suferă modificări importante. Astfel Carmichael et. al (1974) afirmă că, deşi fuziunea rocilor este posibilă în anumite condiţii, nu poate conduce, totuşi, la o creştere semnificativă a masei şi volumului fazei topite. Aceasta se datorează faptului că magma, cu o

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

căldură specifică de circa 0.25 cal/g·grad, ar putea lichefia numai o cantitate mică de rocă, dat fiind faptul că rocile au, în general, o căldură de topire de circa 75 cal/g. În acest caz, căldura de topire ar trebui furnizată nu atât de răcirea magmei, cât de precipitarea din magmă a unei cantități de minerale cristaline echivalente termic.

### 3.6.2. Asimilarea prin topire

Topirea rocilor înconjurătoare solicită o energie termică necesară încălzirii rocii de la starea termică inițială, $T^R$, până la temperatura sa de topire, $T_s^R$ (temperatura solidus), la care se adaugă efectul caloric endoterm al fuziunii, respectiv entalpia de topire a rocii. Această energie este dată de relația:

$$Q^R = m^R C^R (T_s^R - T^R) + \Delta H^R m^R \quad ,$$

unde $m^R$ este masa rocii topite, $C^R$ este căldura specifică a rocii, iar $\Delta H^R$ este entalpia de topire a unității de masă.

Căldura de topire, $Q^R$, în cazul asimilării, este preluată integral de la magmă. Cantitatea maximă de căldură, $Q^M$, pe care magma ar putea s-o furnizeze, reprezintă rezerva calorică a asimilării:

$$Q^M = m^M C^M (T^M - T_s^M) + \Delta H^L m^L \quad ,$$

unde $m^M$ = masa corpului magmatic; $m^L$ = masa fazei lichide (topiturii) din magmă; $C^M$ = căldura specifică medie a magmei; $\Delta H^L$ = entalpia de cristalizare a unității de masă lichid-magmatică; $T^M$ = temperatura reală a magmei în momentul venirii în contact cu roca supusă asimilării; $T_s^M$ = temperatura solidus a magmei în noile condiții ale asimilării.

Temperatura, $T^M$, poate fi teoretic mai mare sau mai mică decât temperatura liquidus a magmei, $T_L^M$. Dacă $T^M > T_L^M$, atunci diferența $T^M - T_L^M$ ar putea fi măsura gradului de supraîncălzire a magmei. În aceste cazuri (probabil destul de rare în natură), masele $m^M$ și $m^L$ sunt identice la orice grad de supraîncălzire. Totuși, în cazurile cele mai frecvente, temperatura magmei este sub $T_L^M$ și, în astfel de situații $m^L < m^M$. Proporția masei lichide, $m^L / m^M$, scade pe măsură ce ne apropiem de $T_s^M$, însă variația exactă a acestei proporții cu temperatura nu poate fi precizată decât experimental pentru fiecare caz concret în parte.

Admițând cazul limită că întreaga căldură $Q^M$ este consumată exclusiv în procesul de asimilare, putem obține cantitatea maximă de rocă ce ar putea fi asimilată prin topire:

BCU ASTRA - UNIVERSITY LIBRARY

$$m^R_{max.} = \frac{m^M C^M (T^M - T^M_S) + \Delta H^L m^L}{C^R (T^R_S - T^R) + \Delta H^R}$$

Masa maxim posibilă de rocă asimilabilă, calculată astfel, dă capacitatea de asimilare a magmei. Acestei mase îi corespunde un volum de rocă, $V^R_{max} = m^R_{max} / \rho^R$ şi, deci, capacitatea de asimilare poate fi definită şi prin volumul maxim posibil de rocă topită în procesul de asimilare.

Pentru o magmă concretă, cu o compoziţie dată şi stare termică bine definită, capacitatea de asimilare depinde, evident, de temperatura solidus a rocilor expuse asimilării. Din acest punct de vedere se poate face distincţie între cele două categorii de roci:

1° - roci cu $T^R_S > T^M$,

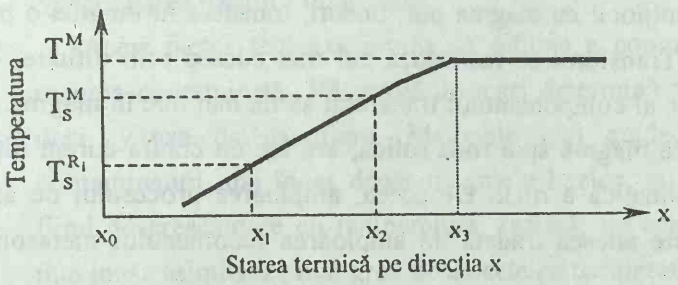
2° - roci cu $T^R_S < T^M$.

În primul caz, asimilarea prin topire este aparent imposibilă, dar trebuie avut în vedere că, în contact cu magma, roca încetează să mai fie sistem izolat. În interacţiune cu componenţii magmei, ea poate să-şi micşoreze temperatura solidus, uneori cu mult sub aceea pe care ar fi avut-o în stare izolată. Numai în cazul particular, când componenţii minerali ai rocii sunt în echilibru chimic cu topitura magmatică la temperatura dată, $T^M$, se poate, într-adevăr, prevedea că asimilarea este imposibilă. Pentru acest caz particular, fazele cristaline din magmă coincid calitativ cu fazele minerale care compun roca asimilată. De pildă, o magmă aflată la 1500°C, care conţine cristale de olivină şi piroxeni în echilibru cu topitura, nu poate asimila, prin topire, un peridotit piroxenic, format exclusiv din aceeaşi olivină şi acelaşi piroxen. În schimb, ea poate asimila, să zicem, un silicolit, chiar dacă temperatura solidus a acestuia este de peste 1600°C. În acest ultim exemplu, silicea cristalină, în interacţiune cu topitura, olivina şi piroxenul, formează un sistem complex al cărui punct de topire poate să fie sub 1500°C.

Rocile care au o temperatură de fuziune mai mică decât temperatura magmei pot fi topite de către magmă, fără excepţii, cu condiţia ca rezerva calorică să nu fie epuizată în alte categorii de procese. Gradul de topire al acestor roci este dependent, printre altele, de temperatura lor solidus ($T^R_S$), fiind de aşteptat ca gradul de topire să fie cu atât mai avansat, cu cât temperatura solidus este mai mică. De pildă, rocile acide, cum ar fi granitele purtătoare de mice şi gnaisele cuarţo-feldspatice micacee, aflate la adâncimi mari au temperaturi solidus mai mici decât temperaturile medii ale magmelor bazaltice. De aceea, în adâncime o magmă bazică topeşte cu siguranţă o astfel de rocă acidă, gradul de topire fiind condiţionat de rezerva calorică a magmei bazice.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Este important de subliniat că, în condiţii geologice reale, nu toate rocile topite (parţial sau total) în vecinătatea unui corp magmatic (prin folosirea rezervei calorice $Q^M$) se pot amesteca cu




Starea termică pe direcţia x

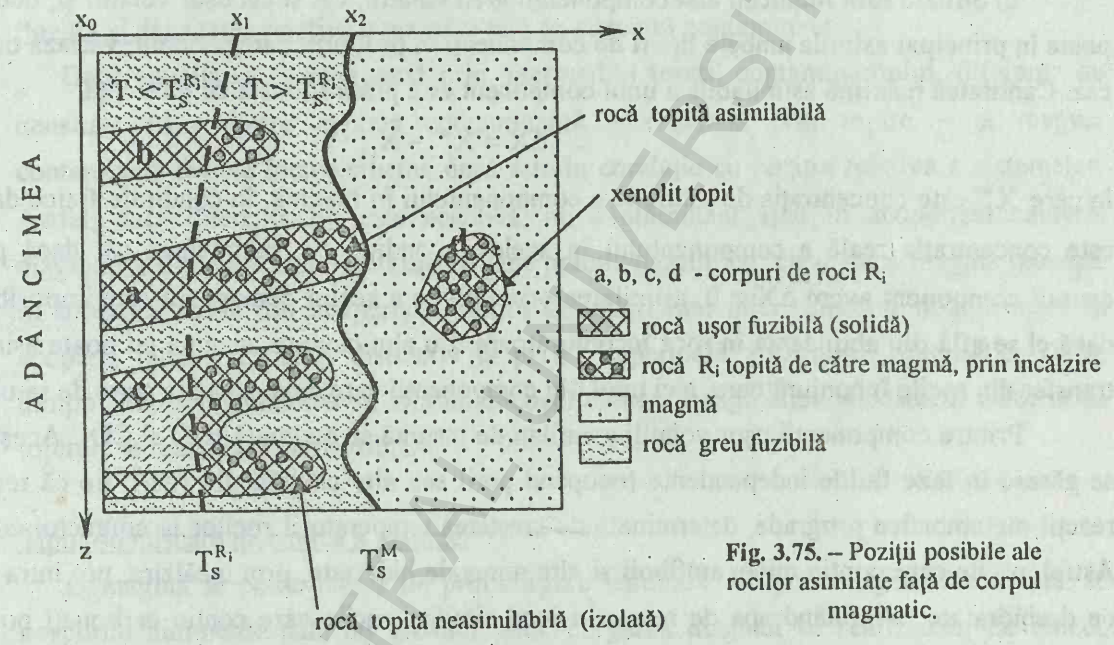



**Fig. 3.75.** – Poziţii posibile ale rocilor asimilate faţă de corpul magmatic.

magma, chiar dacă amestecul, din punct de vedere fizico-chimic este, teoretic, posibil. Aceasta se datorează faptului că unele corpuri petrografice topite sunt izolate de magmă prin intermediul unor ecrane de roci greu fuzibile (cu $T_S^R > T^M$). Un exemplu ipotetic este schiţat în figura 3.75. Aici, din cele patru corpuri petrografice care se topesc (înăuntrul sau în afara corpului magmatic), doar corpurile (a) şi (d) au legătură nemijlocită cu magma şi se pot amesteca cu aceasta, prin topire, rezultând o magmă hibridă. În schimb, corpurile (c) şi (b), deşi se topesc generând o magmă anatectică, nu se pot amesteca cu magma mai veche, fiind izolate de aceasta prin pereţi greu fuzibili. Un corp magmatic, deci, poate să genereze alte corpuri magmatice satelite, prin fuziunea unor corpuri petrografice care rămân izolate şi îşi urmează propria evoluţie magmatică.

BCU ASE / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.6.3. Asimilarea subsolidus

Rocile care vin în contact nemijlocit cu magma pot, uneori, transfera în magmă o parte din componenţii proprii, fără a se topi. Transferul se realizează cel mai adesea prin difuzie, condiţia transferului fiind ca potenţialul chimic al componentului transferat să fie mai mic în magmă decât în roca adiacentă. În sens invers, dinspre magmă spre roca solidă, are loc un contra-curent difuzional care determină transformarea metasomatică a rocii. De aceea, amploarea procesului de asimilare magmatică, prin acest mecanism, este adesea trădată de amploarea fenomenului metasomatic în zona de contact.

În difuzie sunt implicaţi atât componenţii greu volatili, cât şi cei uşor volatili şi, deci, magma poate în principal asimila ambele tipuri de componenţi în proporţii care, evident, variază de la caz la caz. Cantitatea maximă asimilabilă a unui component este proporţională cu diferenţa:

$$\Delta X = X_i^{sat} - X_i,$$

în care $X_i^{sat}$ este concentraţia de saturaţie a componentului în magmă, în condiţiile fizice date, iar $X_i$ este concentraţia reală a componentului în aceleaşi condiţii. Se subînţelege că, dacă pentru un anumit component avem $\Delta X = 0$, asimilarea prin difuzie a acelui component este imposibilă, chiar dacă el se află din abundenţă în roca înconjurătoare. Cu alte cuvinte, magma nu poate asimila, prin transfer din rocile înconjurătoare, nici unul din componenţii care deja există în stare de saturaţie.

Printre componenţii uşor volatili asimilaţi de magmă se enumeră $H_2O$ şi $CO_2$. Aceştia, fie că se găsesc în faze fluide independente (ocupând porii sau alte cavităţi din roci), fie că rezultă prin reacţii metamorfice prograde, determinate de creşterea temperaturii rocilor la contactul cu magma. Astfel, rocile care conţin mice, amfiboli şi alte minerale hidratate, prin încălzire, pot intra în reacţii de deshidratare, eliminând apa de reţea. În mod similar, rocile care conţin carbonaţi pot intra în reacţii de decarbonatizare, eliberând $CO_2$. Cei doi componenţi, $H_2O$ şi $CO_2$, odată eliberaţi, pot migra spre magmă şi se pot dizolva în ea, până se ajunge la pragul de saturaţie al acestor componenţi în lichidul magmatic.

### 3.6.4. Factorii cinetici ai asimilării

Datele referitoare la rezerva calorică a unei magme şi temperaturile solidus ale rocilor cu care magma vine în contact nemijlocit, sunt suficiente pentru a preciza limitele maxime ale asimilării magmatice. Totuşi, rareori se întâmplă ca o magmă să ajungă la limita maxim posibilă a asimilării şi aceasta datorită mai multor factori, care încetinesc viteza asimilării. Cu cât viteza de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

asimilare este mai mică, cu atât este mai mare diferența dintre gradul real de asimilare și gradul maximal. Enumerăm mai jos câțiva dintre factorii cinetici care pot frâna asimilarea:

a. Vâscozitatea topiturii magmatice.

Acest factor reglează viteza de difuzie a componenților dinspre contaminant spre magma contaminată. Vâscozitățile mari determină viteze mici de difuzie și încetinesc, deci, viteza de asimilare. Magmele mai acide, cu vâscozități mari, asimilează contaminanții mai încet decât magmele bazice, cu vâscozități mai mici. Vâscozitatea fiind descrescătoare cu temperatura, rezultă, de asemenea, că magmele cu temperaturi mai joase asimilează mai greu decât cele cu temperaturi mai ridicate.

b. Poziția și densitatea relativă a magmei față de sistemul contaminant.

Dacă asimilarea se realizează prin intermediul topirii contaminantului, diferența de densitate ($\Delta\rho$) dintre magma contaminantă – rezultată prin topire – și magma contaminată devine factor cinetic, dacă este în corelație cu poziția relativă a sistemelor. Astfel, dacă diferența $\Delta\rho$ este negativă, un contaminant aflat în acoperișul camerei magmatice este greu asimilabil sau rămâne practic neasimilat, chiar dacă magma reușește să topească rocile din acoperiș. Datorită densității mai mici, topitura nou formată în acoperiș rămâne ca strat distinctiv la partea superioară a corpului magmatic. Dacă, dimpotrivă, contaminantul se află în culcușul camerei magmatice, amestecul celor două topituri se realizează cu ușurință.

c. Tipul de mișcare mecanică a magmei

O magmă se poate mișca fie prin curgere laminară, fie prin curgere turbulentă. În corpurile bidimensionale cu grosimi mici, curgerea magmei se realizează, de obicei, laminar, planele de mișcare fiind paralele cu pereții corpului. Acest tip de mișcare nu favorizează asimilarea. În schimb, în corpurile cu grosimi mari, curgerea este turbulentă, facilitându-se asimilarea rocilor din pereți.

d. Gradientul termic din interiorul camerei magmatice

Gradientul termic perpendicular pe contactul dintre camera magmatică și contaminant poate împiedica asimilarea în unele cazuri particulare. Un astfel de caz apare când magma are la contact o temperatură $T^\circ = T_s^M$, iar în interior o temperatură $T > T_s^M$. În aceste condiții termice stratul de magmă din apropierea contactului va cristaliza complet, formându-se astfel un înveliș solid, care va constitui o barieră între contaminant și magma recristalizată.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 3.6.5. Modificarea cursului cristalizării magmei datorită asimilării

Consecința imediată a asimilării este schimbarea compoziției chimice a lichidului magmatic și, implicit, modificarea cursului cristalizării magmatice. Un exemplu edificator îl reprezintă magma bazaltică generată în manta, care poate avea o rezervă calorică apreciabilă și deci, o capacitate de asimilare apreciabilă, comparativ cu magmele anatectice granitice, generate în crustă. Plecându-se de la una și aceeași magmă bazaltică, se poate, așadar ajunge la diferite compoziții minerale, funcție de substanța asimilată:

A. În eventualitatea că se asimilează roci cuarțo-feldspatice (granitoide, arcoze, gnaise cuarțo-feldspatice etc.), în magmă se produce o creștere a proporției de silice și alcalii. Un exemplu elocvent al acestui tip de asimilare a fost descris încă din 1938 de către Knopf, în California, unde bazaltele olivinice străpung granodiorite incomplet asimilate (Knopf, 1938). O parte din aceste xenolite au fost topite dând un lichid de compoziție riolitică, topirea făcându-se cu precădere în lungul interfețelor dintre cristalele de cuarț și de ortoclaz. Acolo unde magma bazaltică nu a fost contaminată cu topitura riolitică, produsul final al cristalizării a fost asociația: olivină - augit - plagioclaz; acolo unde contaminarea a avut loc, cristalizarea olivinei a fost împiedicată, în locul ei apărând hiperstenul, evident datorită creșterii conținutului de silice, care a favorizat reacția:

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightarrow Mg_2Si_2O_6$$
olivină cuarț hipersten

B. În cazul când magma bazaltului olivinic a asimilat roci argiloase, datorită creșterii conținutului de $Al_2O_3$ și $SiO_2$ în lichidul magmatic, are loc o inhibare a cristalizării piroxenului calcic sau - dacă el preexistă în magmă - o eliminare a acestuia, prin reacția:

$$CaMgSi_2O_6 + Al_2O_3 + SiO_2 \rightarrow CaAl_2Si_2O_8 + MgSiO_3$$
diopsid anortit hipersten

Cristalizarea în adâncime a unei astfel de magme relativ îmbogățite în aluminiu poate genera un gabbrou noritic (rocă lipsită de piroxen calcic). De reținut că, în acest caz, dezvoltarea hiperstenului nu se face pe seama olivinei, ca în cazul precedent, ci exclusiv pe seama clinopiroxenului.

C. În alte situații, magma bazaltică a asimilat calcare sau diverse alte roci carbonatice, putând determina, uneori, cristalizarea unor minerale calcice foarte rar întâlnite în rocile magmatice, cum ar fi melilitele și granații. Bowen (1928) a atras atenția că, de cele mai multe ori, asimilarea calcarelor de către magma bazaltică defavorizează cristalizarea ortopiroxenului, în avantajul clinopiroxenului și olivinei. În eventualitatea că ortopiroxenul era deja cristalizat, atunci va fi eliminat prin reacția:

$$CaO + 3MgSiO_3 \rightarrow CaMgSi_2O_6 + Mg_2SiO_4$$

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

O altă linie de evoluție a fost întrevăzută de Tilley (1950). El a observat că magma bazaltică, în imediata apropiere a calcarului, s-a îmbogățit în clinopiroxen și nefelin, de unde a tras concluzia că trebuie să se fi produs reacția:

$$3NaAlSi_3O_8 + 2Mg_2SiO_4 + 4CaO \rightarrow 4CaMgSi_2O_6 + 3NaAlSiO_4$$
albit olivină diopsid nefelin

Pe măsura concentrării nefelinului în lichidul rezidual și asimilarea concomitentă a calcei, se pot obține, în final, bazalte (sau gabbroide) nefelinice și teralitice, uneori conținând melilit și chiar wollastonit.

D. În cazul când magma bazaltică anhidră asimilează apa (cea ce, evident, este posibil doar la presiuni mari), compoziția mineralelor mafice poate fi schimbată profund. Acest fapt a fost confirmat încă din anii 1956 prin experimentele efectuate de Yoder și Tilley (1956), care au urmărit mersul cristalizării unei magme bazaltice atât în condiții anhidre, cât și în condiții "umede". Astfel, la presiunea $P_{H_2O} = 1$ atm, dintr-o magmă bazaltică ei au obținut, în final, asociația minerală: plagioclaz - piroxen - olivină - oxizi de fier (asociație specifică bazaltelor și gabbrourilor cu olivină). În schimb, în condiții umede ($P_{H_2O} = 5$ kbar), produsul final al cristalizării aceleiași magme este asociația: plagioclaz - hornblendă - sfen - magnetit. Această ultimă asociație este specifică multor diorite și gabbrouri amfibolice.

## 3.6.6. Abordarea cantitativă a contaminării magmei

a. Cazul asimilării simple

În cel mai simplu caz posibil, o magmă contaminată prin asimilare are o masă compusă din doi termeni:

$$M_m = m_L^0 + m^R \quad ,$$

unde $m_L^0$ = masa magmei înainte de asimilare, iar $m^R$ este masa asimilată.

Rapoartele:

$$X_L = \frac{m_L^0}{m_L^0 + m^R} \quad \text{și} \quad X_R = (1 - X_L) = \frac{m_0^R}{m_L^O + m^R}$$

dau proporțiile celor două componente ale magmei contaminate. Mărimea $X^R$, adică proporția masei asimilate, reprezintă gradul de asimilare.

Așa cum s-a arătat mai înainte, valoarea maximă a unui grad de asimilare este determinată de rezerva calorică a magmei inițiale și de valorile $T^R$ și $T_S^R$ ale rocilor asimilate. Totuși, din diferite motive, o magmă nu ajunge să asimileze până la capacitatea sa maximă și, deci, în cazuri reale,

$$X^R < (X^R)_{maxim}$$

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă între roca asimilată şi magma iniţială există diferenţe chimice sau diferenţe izotopice, atunci asimilarea apare, din punct de vedere geochimic, ca un proces de contaminare chimică şi, respectiv izotopică.

În ceea ce priveşte elementele chimice, contrastul chimic dintre contaminant şi magma iniţială este dat de diferenţa:

$$C_* - C_L^0 \ ,$$

unde $C_*$ este concentraţia elementului în contaminant, iar $C_L^0$ este concentraţia acestuia în magma iniţială (necontaminată). Desigur, pentru diferite elemente, contrastul este diferit (vezi tabelul nr. 3.8.).

**Tabelul nr. 3.8.** – Concentraţiile $C_*$ şi $C_L^0$ pentru câteva elemente. [a. în gnaisele din faciesul granulitic cu rol de contaminant; b. în magma bazaltică necontaminată a riftului atlantic.]

| Element | a (ppm) | b (ppm) |
|---|---|---|
| Cr | 88 | 528 |
| Ni | 58 | 214 |
| Sr | 569 | 88.7 |
| Ba | 757 | 4.2 |
| La | 22 | 2.10 |

Admiţând că asimilarea este singurul proces care schimbă chimismul magmei, valoarea concentraţiei unui element oarecare în magma contaminată se calculează prin relaţia:

$$C_L = X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_* \ .$$

Concentraţia unui element într-o magmă contaminată variază liniar cu gradul de asimilare şi poate fi calculată uşor, dacă sunt cunoscute valorile $C_L^0$ , $C_*$ şi $C_L$ .

O relaţie asemănătoare poate fi scrisă pentru contaminarea izotopică:

$$\varepsilon_L = \frac{X_L^0 C_L^0 \varepsilon_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_* \varepsilon_*}{X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_*} \ .$$

Aici, prin simbolul $*$ este redat un raport izotopic al unui anumit element, ca de exemplu $^{87}Sr / ^{86}Sr$ sau $^{143}Nd / ^{144}Nd$, iar $\varepsilon_*$, $\varepsilon_L^0$ şi $\varepsilon_L$ sunt rapoartele izotopice ale acelui element în contaminant, magma iniţială şi, respectiv, în magma contaminată.

Deoarece

$$C_L = X_L^0 C_L^0 + (1 - X_L^0) \cdot C_* \ ,$$

ecuaţia de mai sus poate fi retranscrisă astfel:

$$\varepsilon_L = \frac{1}{C_L} \frac{\varepsilon_0 \varepsilon_L^0}{\frac{1}{C_*} - \frac{1}{C_L^0}} - \frac{\frac{\varepsilon_*}{C_L^0} - \frac{\varepsilon_L^0}{C_*}}{\frac{1}{C_*} - \frac{1}{C_L^0}} \ .$$

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dat fiind faptul că $\varepsilon_L^0$, $\varepsilon_*$, $C_L^0$ şi $C_L^0$ şi $C_*$ sunt constante, rezultă că între $\varepsilon_L$ şi $C_L$ este un raport proporţional de forma:

$$\varepsilon_L \approx \frac{1}{C_L} \quad .$$

b. Cazul când asimilarea şi diferenţierea prin cristalizare se desfăşoară simultan.

Concentraţia unui element într-o topitură magmatică poate fi modificată nu numai prin asimilare, dar şi prin intervenţia cristalizării fracţionate. Pentru cazul când asimilarea se realizează simultan cu diferenţierea magmatică, prin cristalizare fracţionată, concentraţia unui element din magma contaminată este dată de ecuaţia lui de Paolo (1981) şi Powell (1984):

$$C_L = C_L^0 f + \frac{r}{r-1+D} \cdot C_x(1-f) \quad .$$

Mărimile care intervin în această ecuaţie sunt r, D şi f, unde:

$$r = \frac{v_a}{v_d} = \frac{\text{viteza} \cdot \text{asimilarii}}{\text{viteza} \cdot \text{cristalizarii} \cdot \text{fractionate}} \quad .$$

Mărimea D este coeficientul global de repartiţie al componentului. Într-o magmă, faza lichidă (topitura) poate coexista cu una sau mai multe faze minerale solide. Raportul:

$$D_i = \frac{C_i^S}{C_i^L} \quad ,$$

reprezintă coeficientul de repartiţie al componentului "i" pentru o anumită fază cristalină ($C_i^S$= concentraţia componentului în faza solidă, iar $C_i^L$= concentraţia aceluiaşi component în topitura aflată la echilibru chimic cu faza solidă). Deoarece într-o magmă pot exista mai multe faze cristaline în echilibru chimic cu lichidul, fiecare fază având o anumită proporţie, ($X_i$), în ecuaţia de Paolo - Powell se operează nu cu coeficienţi individuali, $D_i$, ci cu un coeficient global de repartiţie al unui anume component:

$$D = \frac{X_1C_i^1 + X_2C_i^2 + \ldots\ldots + X_nC_i^n}{C_C^L} = \varepsilon_i X_i D_i \quad ,$$

unde $C_i^1$, $C_i^2$, ....., $C_i^n$ sunt concentraţiile componentului dat în fazele solide 1, 2, ....., n iar $X_1$, $X_2$, ....., $X_n$ sunt fracţiile (proporţiile) acestor faze solide în magmă.

Mărimea f este funcţie de proporţia fazei lichide din magmă. Cunoscând proporţia fazei lichide, F (=fracţia lichidă), avem:

$$f = F^{\frac{r-1+D}{r-1}} \quad .$$

Deoarece mărimile r, D, F sunt independente de natura magmei şi de natura rocii asimilate, ecuaţia de Paolo - Powell se poate aplica la orice magmă şi la orice contaminant.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

c. Alte cazuri posibile

În cazurile (a) şi (b) s-a plecat de la premiza că, în timpul asimilării, cuptorul magmatic n-a primit nici o infuzie de magmă, astfel că masa magmatică, $M_m$, existentă la un moment dat, este:

$$M_m = m_L^0 + m^R - m_C \quad ,$$

unde $m_C$ este masa fracţiei cristaline separată de magmă în timpul diferenţierii.

Presupunând că, în timpul asimilării, cuptorul magmatic primeşte o nouă infuzie de magmă, adică se reîncarcă cu o masă magmatică $m_r$, atunci:

$$M_m = m_L^0 + m^R + m_r - m_C \quad .$$

În acest caz, concentraţia unui element (sau raport izotopic) poate fi influenţată inclusiv de raportul:

$$\beta = \frac{v_r}{v_a} = \frac{\text{viteza} \cdot \text{de} \cdot \text{reincarcare}}{\text{viteza} \cdot \text{de} \cdot \text{asimilare}} \quad ,$$

cu condiţia să existe o diferenţă între concentraţia elementului din aportul de magmă şi cel din magma originală.

Un model de abordare cantitativă a acestui caz mai complicat este propus de Aitcheson şi Forrest (1994).

Scopul abordărilor cantitative este în ultimă insatnţă, găsirea unor formule, în baza cărora să putem deduce gradul de asimilare al unei magme, pornindu-se de la compoziţia chimică, respectiv izotopică, a rocii magmatice. În felul acesta se abordează, cu predilecţie, magmele bazice care traversează sau se presupun că traversează crusta terestră acidă, venind din regiuni subcrustale. Dacă am putea deosebi cu precizie magmele contaminate de cele necontaminate, am căpăta, desigur, multe informaţii valoroase despre compoziţia chimică a zonelor adânci. Cu toate acestea, trebuie să avem mereu în vedere că, deşi abordarea cantitativă a asimilării reprezintă un progres, ea se izbeşte, totuşi, de două inconveniente greu de depăşit. În primul rând, nu se cunoaşte exact nici compoziţia iniţială a magmei şi nici a rocii asimilate, deoarece ambele părţi au dispărut în procesul de asimilare. Noi comparăm, de fapt, termeni ipotetici, folosindu-i ca model de referinţă. În al doilea rând, se pleacă de la premisa că, în timpul asimilării, magma nu cedează componenţi proprii, ci doar primeşte. Faptul că în jurul multor corpuri se găsesc aureole metasomatice, ne avertizează că simultan cu asimilarea poate să aibă loc şi o pierdere apreciabilă de componenţi atât volatili, cât şi nevolatili.

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 3.7. DEVOLATILIZAREA

## 3.7.1. Condiția devolatilizării

Proporția de substanțe volatile maxim admisă în lichidul magmatic este dată de concentrația de saturație a acestora, $X_E$ (concentrația de echilibru). Concentrația reală, $X_R$, în condiții date, poate fi diferită de $X_E$ . Din acest punct de vedere, o magmă se poate găsi în una din următoarele trei situații:

1. subsaturată în substanțe volatile, când $X_R < X_E$;
2. saturată, când $X_R = X_E$;
3. suprasaturată, când $X_R > X_E$ .

Devolatilizarea este procesul de separare spontană a substanțelor volatile din topitura magmatică suprasaturată, având ca tendință trecerea la condiția saturată. În momentul când magma își pierde starea de suprasaturare, devolatilizarea încetează. De aceea, masa maxim posibilă, Mv, a substanțelor volatile, eliberată prin procesul de devolatilizare, în condiții date, va fi:

$$M_v = M (X_R - X_E),$$

unde M = masa lichidului magmatic.

Rezultă deci că:

$$M_v < M_v^\circ = MX_R ,$$

unde $M_v^\circ$ = masa totală a substanțelor volatile existentă în topitura magmatică la începutul devolatilizării.

## 3.7.2. Factorii devolatilizării

Factorii de care depind concentrațiile $X_E$ sunt, în același timp, și factori posibili ai devolatilizării. Cei mai importanți sunt temperatura, presiunea și diminuarea proporției de lichid ca urmare a cristalizării componenților nevolatili. La temperatură constantă,

$$X_E = k P,$$

unde P = presiunea totală ce se exercită asupra sistemului fluid, iar k = constanta de proporționalitate, dependentă de temperatură.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Conform acestei ecuații, substanțele volatile nu se pot dizolva în lichidul magmatic decât la P >0, iar solubilitatea ar trebui să crească nelimitat cu presiunea. Presupunând că substanța volatilă este $H_2O$ și că topitura silicatică este de compoziție granitică, ar urma ca, la presiuni înalte, să existe o miscibilitate totală între apă și lichidul granitic. La începutul acestui secol, înainte de verificarea experimentală a ecuației sus menționate, era chiar o convingere aproape unanimă în lumea petrologilor că apa se poate solubiliza în magme în orice proporții. Magma granitică, extrem de bogată în apă ($X_{H_2O}$ > 50%), purta chiar o denumire specială și anume "magmă pegmatitică", presupunându-se că dintr-o astfel de magmă cristalizează pegmatitele - rocile magmatice cu cea mai mare granulație. Datele experimentale, mai ales cele din a doua parte a secolului XX, infirmă această supoziție. Ele au atras atenția că dependenta $X_E$ de presiune este liniară doar la presiuni mici, unde fluidul volatil are comportament de gaz ideal. Pe măsură ce crește presiunea, constanta k tinde spre zero, astfel că, de la o anumită presiune în sus, solubilitatea volatilelor în magmă rămâne constantă. Se pare că solubilitatea maximă de substanțe volatile în magmele silicatice se atinge la presiuni de ordinul a 15 - 20 kbar, fiind de cel mult 30% (procente de greutate). Până la aceste presiuni, solubilitatea unor substanțe volatile, ca de exemplu apa, manifestă, totuși, o dependență destul de clară de presiune (fig. 3.76.).

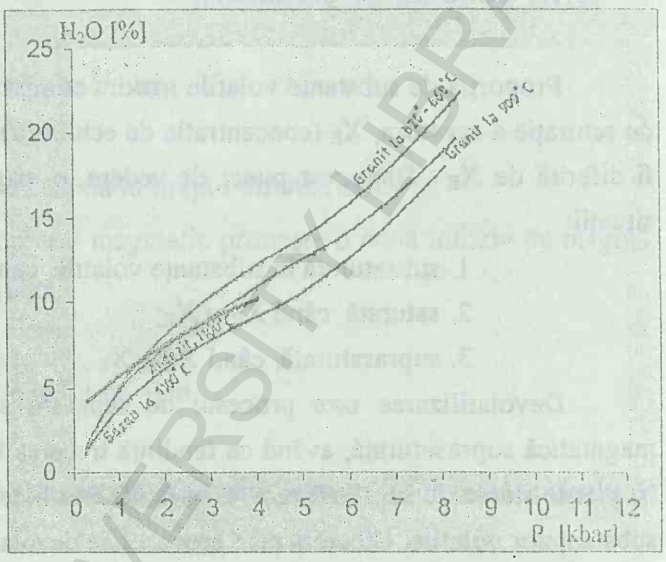



Fig. 3.76. – Conținutul $H_2O$ în lichidul magmatic.

În condiții izobare, solubilitatea substanțelor volatile descrește cu temperatura, ceea ce se poate vedea și din figura 3.76. Efectul temperaturii asupra solubilității este, totuși, mai redus decât efectul presiunii.

Dat fiind faptul că solubilitatea substanțelor volatile în magme este controlată, în esență, de temperatură și presiune, rezultă că la masă totală constantă, devolatilizarea magmei naturale se poate obține, teoretic, pe două căi:

a. încălzire izobară;

b. depresurizare izotermă.

Prima cale este o posibilitate mai mult teoretică, deoarece magmele naturale evoluează, de regulă, în sensul răcirii, și nu al încălzirii. În schimb, calea a doua este demnă de luat în considerație, având în vedere faptul că, în ascensiunea lor, magmele își pot micșora presiunile chiar și cu câteva zeci de kilobari. Micșorarea presiunii, la masă magmatică constantă, este, practic, singura cauză notabilă a devolatilizării și tocmai de aceea se poate aproxima că:

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$M_v = M\,[(X_E)^{P_i} - (X_E)^{P_f}]\,,$$

unde $(X_E)^{Pi}$ = concentraţia de echilibru a substanţei volatile la presiunea iniţială, $P_i$, $(X_E)^{Pf}$ = concentraţia de echilibru la presiunea finală, $P_f$.

Cristalizarea lichidului magmatic este un alt factor important care poate declanşa devolatilizarea. Prin cristalizare, cantitatea de solvent – respectiv lichidul magmatic nevolatil – se micşorează şi astfel creşte concentraţia substanţelor volatile. Atunci când se atinge pragul de suprasaturaţie, se declanşează, procesul de devolatilizare, chiar în condiţii izobare şi izoterme.

### 3.7.3. Viteza devolatilizării

Viteza cu care se separă substanţele volatile din magmă are numeroase implicaţii şi, de aceea, trebuie cunoscuţi factorii care o controlează. La modul cel mai general, se respectă relaţia:

$$v = k\,[(G_v)^\circ - (G_v)^{sol}] = k\Delta G\quad,$$

unde v = viteza de devolatilizare, $(G_v)^\circ$ = energia liberă a substanţei volatile în stare pură, $(G_v)^{sol}$ = energia liberă a acesteia în soluţia topiturii magmatice. Diferenţa $\Delta G$ constituie forţa motrică a devolatilizării.

Diferenţa $\Delta G$ este corelată direct cu diferenţa $X_R - X_E$, respectiv cu gradul de suprasaturaţie. De reţinut însă că , în condiţii izoterme, diferenţa $X_R - X_E$ este direct proporţională cu viteza de depresurizare, $\Delta P / \Delta t$, adică variaţia în timp a presiunii. De aceea, în condiţii izoterme, viteza de devolatilizare, v, şi viteza de depresurizare sunt mărimi direct proporţionale:

$$v = k_1\left(\frac{\Delta P}{\Delta t}\right)_T.$$

Prin mărimea v este redată cantitatea de substanţe volatile care se separă din topitură în unitatea de timp pe unitatea de volum şi deci, se poate exprima în $g/cm^3s$, eventual în $moli/cm^3s$.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În timpul devolatilizării, în unitatea de volum a topiturii, apar corpuri volatile, fiecare dintre acestea dezvoltându-se în jurul unui nucleu. Numărul de corpuri volatile independente, respectiv numărul de nuclee, este direct proporţional cu viteza de devolatilizare. La viteze foarte mari (depresurizări rapide), în unitatea de volum se formează numeroase corpuri de substanţe volatile, sub formă de mici bule fluide, pe când la viteze de devolatilizare mici (depresurizări lente), tinde să se formeze un singur corp de substanţe volatile şi de dimensiuni relativ mari (fig. 3.77.).

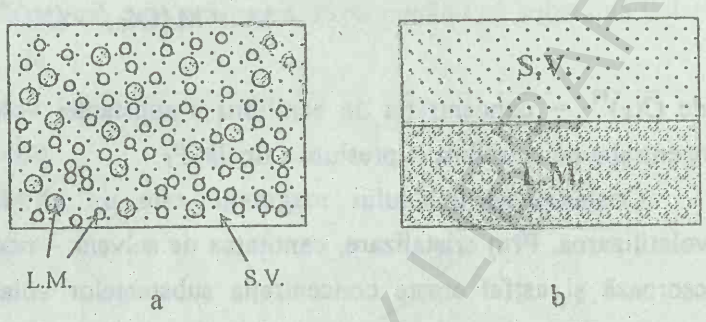



**Fig. 3.77.** – Structuri ale sistemului magmatic L.M. - S.V. datorate vitezelor de devolatilizare: (a) devolatilizare foarte rapidă; (b) devolatilizare lentă. Prima structură corespunde unui sistem $^{L}|O|^{2}$ - sistem omogen nediferenţiat, pe când cea de-a doua corespunde unui sistem $^{L}|E|^{2}$ - sistem diferenţiat. [L.M. = lichid magmatic; S.V. = substanţă volatilă]

## 3.7.4. Conditia fizică a substantei volatile

Orice substanţă volatilă, teoretic, poate sa aibă trei stări de agregare: (1) lichid subcritic; (2) gaz subcritic; (3) stare fluidă supracritică (fig. 3.78.).

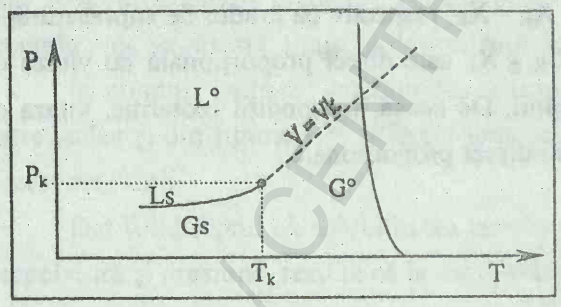



**Fig. 3.78.** – Stările de agregare ale volatilelor fluide.
- Ls = lichid magmatic;
- L° = lichid supracritic (convenţional);
- Gs = gaz subcritic;
- G° = gaz supracritic (convenţional).

Fluidul supracritic are proprietatea de a-şi modifica densitatea fără salturi, de la valori mari, specifice lichidelor, până la densităţi foarte mici, specifice gazelor, prin variaţia continuă a temperaturii şi/sau presiunii. Setul de condiţii (T, P), unde fluidul supracritic îşi păstrează densitatea constantă (respectiv volumul constant), desemnează izocora fluidului supracritic (în diagrama T-P, izocora este o dreaptă cu înclinare pozitivă). La punctul critic, K, dispare diferenţa fizică dintre lichid şi gaz deoarece ambele stări au aceeaşi densitate. De aceea, izocora critică poate fi luată ca limită convenţională între lichidul supracritic, L° şi gazul supracritic, G°, primul având o densitate mai mare decât densitatea critică, iar cel de-al doilea, o densitate mai mică.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Pentru a putea preciza densitatea substanței volatile care rezultă prin devolatilizare, trebuie deci, să avem două categorii de informații:

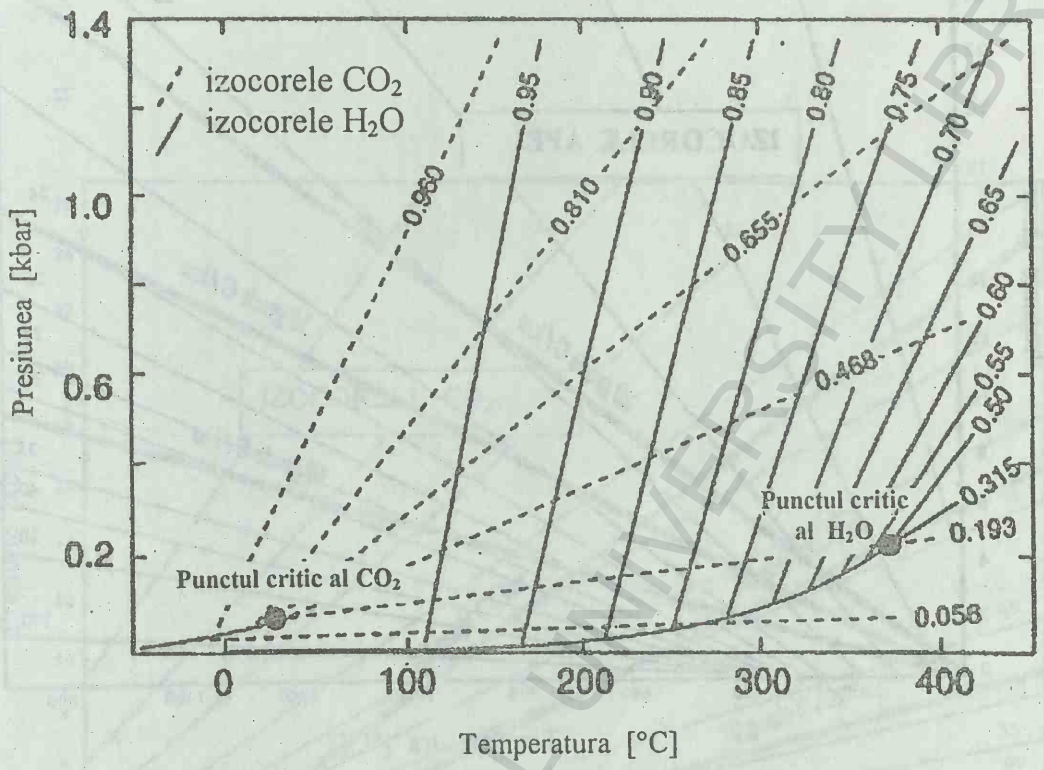



**Fig. 3.79.** – Izocorele $H_2O$ și $CO_2$ pentru condiții joase de presiune și temperatură. (după Hollister, 1981)

a. informații despre condiția termobarică la care are loc devolatilizarea;

b. informații despre poziția izocorelor substanței volatile, în diagrama T-P.

În figurile 3.79., 3.80. și 3.81. sunt redate în diagrame T-P pozițiile câtorva izocore ale $H_2O$ și $CO_2$. Cu ajutorul acestor diagrame se pot "citi" rapid densitățile celor două fluide, la orice condiție termobarică de interes. De exemplu, potrivit diagramei din figura 3.79. densitatea $H_2O$ la temperatura de 300°C și presiunea de 1 atm este de circa 0.80 g/cm$^3$, iar a $CO_2$, în aceleași condiții, este de circa 0.60 g/cm$^3$.

Fiecare tip de substanță volatilă pură are un set propriu de izocore. Așa cum rezultă din figura 3.79., izocorele $CO_2$ au pante diferite față de izocorele $H_2O$, în orice condiție termică oferită de crustă și manta. În consecință, un fluid mixt al sistemului binar $H_2O$ – $CO_2$ va avea izocore cu pante intermediare. De fapt, orice altă substanță care se dizolvă în apă, indiferent dacă este volatilă sau nu, schimbă panta izocorei.

BCU STOCK CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

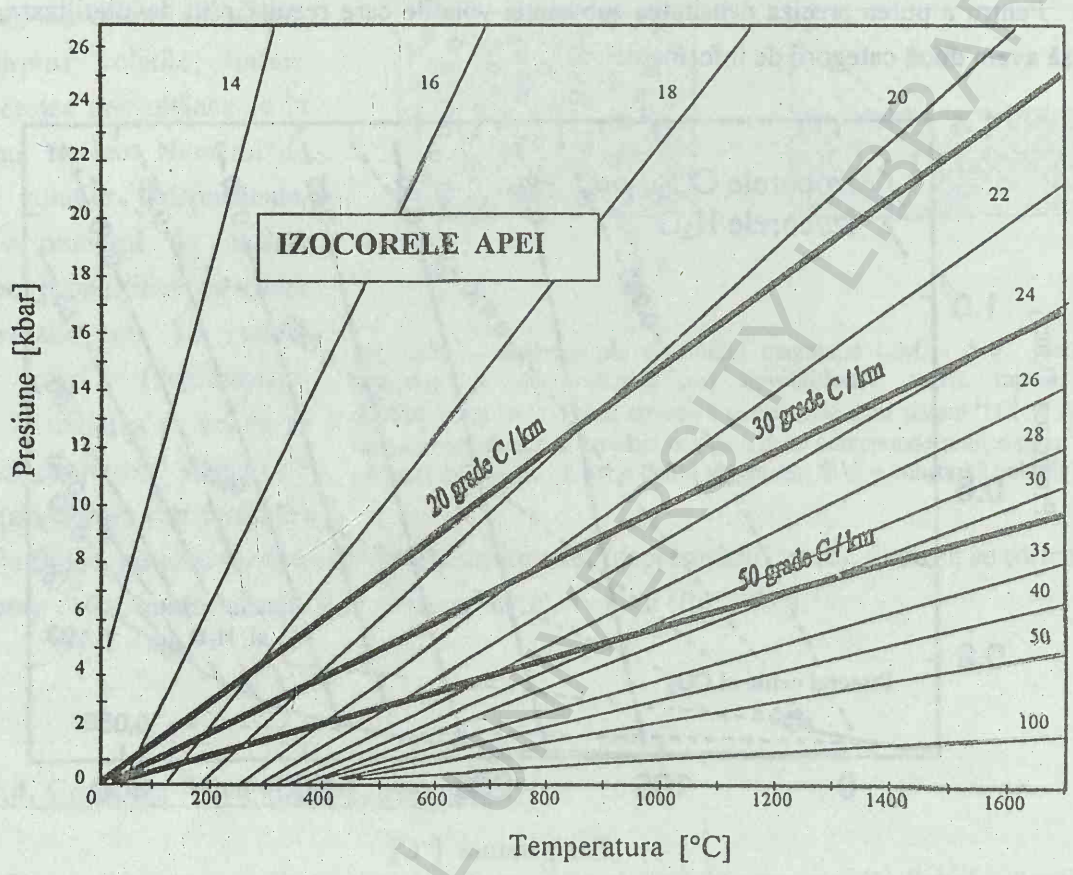



**Fig. 3.80.** – Izocorele apei (după Spear, 1993)
[$cm^3$/mol]

În momentul de față, se cunosc destul de bine izocorele celor mai frecvente substanțe volatile din magmă: $H_2O$ și $CO_2$ (vezi figurile 3.79., 3.80. și 3.81.).

Utilizând aceste diagrame putem prevedea de exemplu că apa eliberată prin devolatilizarea unei magme la circa 700°C și 5kbar are o densitate de aproximativ 0.5 g/$cm^3$ și o putem considera aproape un lichid, pe când cea separată la 2 kbar și aceeași temperatură, are o densitate de circa 0.4 g/$cm^3$ , putând fi numită un gaz dens.

Cunoașterea izocorelor ne permite, de asemenea, să apreciem evoluția densității fluidului volatil, dacă temperatura și presiunea magmei se schimbă. Există două posibilități majore:

A - evoluție în sistem închis, la volum constant (evoluții izocore);

B - evoluție în sistem închis, la volum variabil.

BCU "CAROL I" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

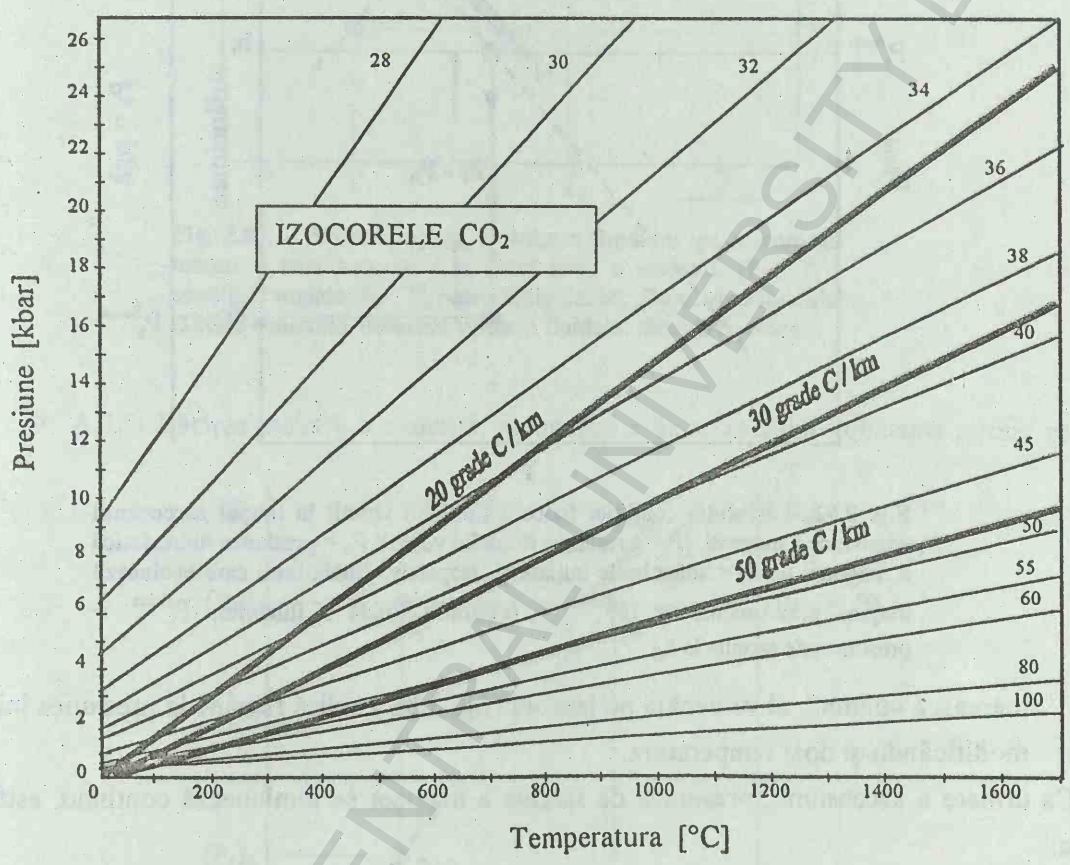



**Fig. 3.81.** – Izocorele $CO_2$ (după Spear, 1993) [$cm^3$/mol]

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Evoluţiile izocore se pot manifesta în mai multe feluri:

➢ A.1. - Depresurizarea adiabatică a magmei (T≈ constant), ca urmare a ascensiunii rapide. În această situaţie, dacă fluidul rămâne captiv în magmă şi nu are posibilitatea să-şi

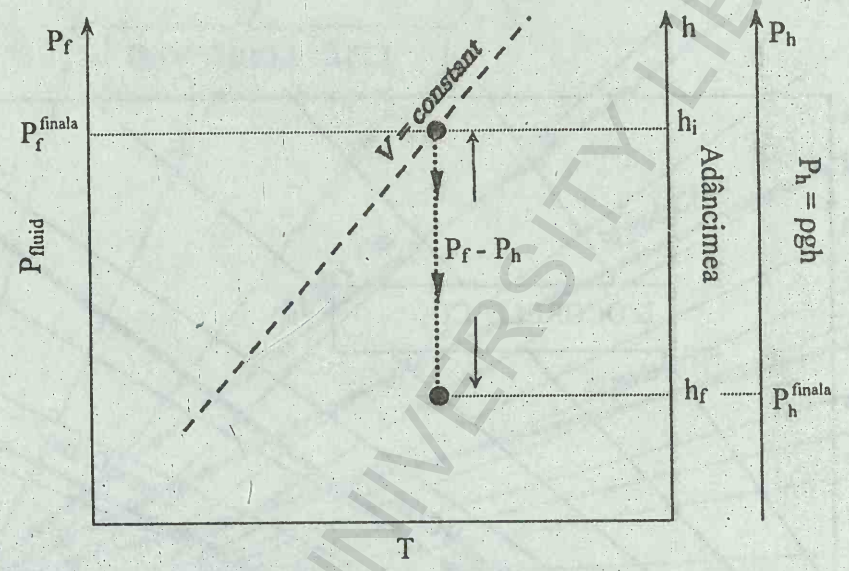



**Fig. 3.82.** – Evoluţia condiţiei fizice a fluidului volatil în timpul ascensiunii adiabatice a magmei. [$P_f$= presiunea fluidului volatil; $P_h$ = presiunea hidrostatică a magmei; $h_i$, $h_f$ = adâncimile iniţială şi, respectiv, finală între care evoluează magma prin ascensiune; $P_f^{finala}$ = presiunea finală a fluidului; $P_h^{finala}$ = presiunea de sarcina la $h_f$]

mărească volumul, el va evolua pe izocoră (fig. 3.82.), adică rămâne la presiunea iniţială, modificându-şi doar temperatura.

Ca urmare a ascensiunii, presiunea de sarcină a magmei se diminuează continuu, astfel că diferenţa:

$$\Delta P = Pf - Ph$$

este în continuă creştere. Când ΔP > Ph, se realizează condiţia de explozie a magmei. Prin explozie, volumul fluidului se modifică, iar evoluţia pe izocoră încetează.

➢ A.2. - Depresurizare lentă, cu răcire lentă, datorată unei ascensiuni lente, în aşa fel ca fluidul captiv să evolueze mereu pe izocoră (fig. 3.83.). În această situaţie, nu se creează condiţia de explozie.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

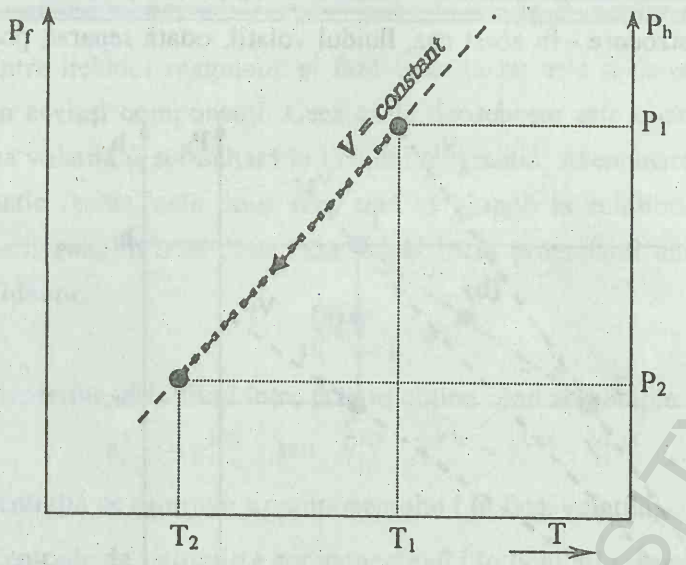



**Fig. 3.83.** – Evoluţia condiţiei fizice a fluidului, pe izocoră, ca urmare a unei ascensiuni şi răciri lente a magmei. ($P_1$ , $T_1$ - condiţiile iniţiale; $P_2$ , $T_2$ - condiţiile finale). Densitatea fluidului rămâne constantă, deoarece volumul fluidului rămâne constant.

➢ A.3. - Răcirea izobară a magmei, ca urmare a existenţei unui contrast termic accentuat

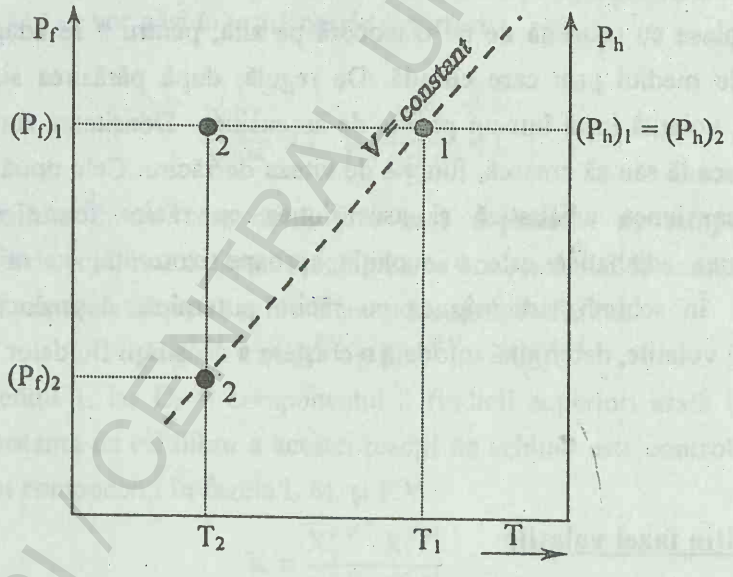



**Fig. 3.84.** – Evoluţia condiţiei fizice a substanţei volatile, la răcirea izobară a magmei.
$(P_h)_1$ , $(P_h)_2$ = presiunile de sarcină ale magmei, la temperaturile $T_1$ şi $T_2$;
$(P_f)_1$ ,$(P_f)_2$ = presiunile fluidului, la temperaturile $T_1$ şi $T_2$.

între magmă şi mediul înconjurător. În acest caz, fluidul volatil captiv, prin răcirea izocoră, va avea, în final, o presiune mai mică decât presiunea de sarcină a magmei (fig. 3.84), ceea ce este incompatibil cu o stare de explozie.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

➢ B - Evoluţii neizocore - În acest caz, fluidul volatil, odată separat, poate părăsi sistemul

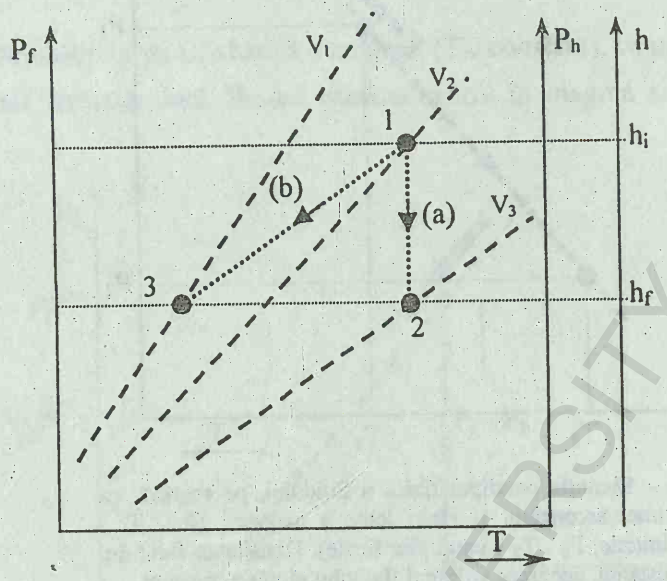



**Fig. 3.85.** – Evoluţii neizocore, în sistem deschis, ca urmare a ascensiunii S.V. de la adâncimea $h_i$ la adâncimea $h_f$ : (a) evoluţia adiabatică; (b) evoluţia cu răcire puternică.

magmatic. Este evoluţia tipică a unui sistem magmatic deschis, când substanţa volatilă se poate deplasa cu uşurinţă de pe o izocoră pe alta, pentru a se adapta condiţiilor (P,T) impuse de mediul prin care circulă. De regulă, după părăsirea sistemului magmatic, substanţa volatilă intră într-un proces de ascensiune. Densitatea fluidului, în acest caz, poate să scadă sau să crească, funcţie de viteza de răcire. Cele două posibilităţi extreme sunt: ascensiunea adiabatică şi ascensiunea cu răcire foarte rapidă (fig. 3.85.). Ascensiunea adiabatică este o evoluţie aproape izotermă, cu micşorarea drastică a densităţii. În schimb, ascensiunea cu răcire puternică, deşi duce la depresurizarea substanţei volatile, determină totodată o creştere a densităţii fluidelor volatile.

## 3.7.5. Compoziţia fazei volatile

Din punct de vedere chimic, faza volatilă separată din magmă este o soluţie policomponentă, având două categorii de componenţi:

A = componenţi uşor volatili: $H_2O$, $CO_2$, $CH_4$, HCl, $H_2S$ etc.;

B = componenţi greu volatili, specifici lichidului magmatic. Într-o formă simplificată, ei ar putea fi reprezentaţi prin oxizi ($SiO_2$, $Al_2O_3$, FeO, CaO, $Na_2O$, $K_2O$ etc.), însă, în realitate, ei apar sub diverse alte speciaţii solubile, ca: $Si(OH)_n$ , $[Al(OH)]^{2-}$ , Na(OH) , NaCl, $FeCl_2$ etc.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Calitativ, între lichidul magmatic şi faza volatilă nu este o deosebire esenţială, pentru că ambele faze conţin aceiaşi componenţi. Ceea ce le deosebeşte este doar proporţia A:B, care este supraunitară în faza volatilă şi subunitară în lichidul magmatic. Asemănarea se datoreşte faptului că, în sistemul magmatic închis, cele două faze tind să ajungă la echilibrul chimic: unul şi acelaşi component se repartizează în cele două faze, astfel încât potenţialul chimic al componentului în ambele faze să fie identic:

$$\mu_i^{F.V.} = \mu_i^{L.M.} \quad .$$

În condiţii izoterme, echilibrul între faze se obţine când activităţile sunt identice:

$$a_i^{F.V.} = a_i^{L.M.} \quad \text{sau} \quad \gamma_i^{F.V.} \cdot X_i^{F.V.} = \gamma_i^{L.M.} \cdot X_i^{L.M.} \quad ,$$

unde $X_i^{F.V.}$ = concentraţia de saturaţie a componentului i în faza volatilă;

$X_i^{L.M.}$ = concentraţia de saturaţie a componentului i în lichidul magmatic.

Coeficienţii de activitate, $\gamma_i$ , în cele două faze nu sunt egali şi tocmai de aceea, la echilibrul chimic, concentraţiile, $X_i$ , ale componentului în cele două faze nu pot fi egale:

$$\frac{X_i^{F.V.}}{X_i^{L.M.}} = \frac{\gamma_i^{L.M.}}{\gamma_i^{F.V.}} \neq 1 \quad .$$

Dacă ne referim la componenţii A şi B, atunci concentraţiile de echilibru ale acestora în cele două faze (F.V. şi L.M.) se vor găsi în următoarele raporturi:

$$\frac{X_A^{F.V.}}{X_A^{L.M.}} > 1 \quad \text{şi} \quad \frac{X_B^{F.V.}}{X_B^{L.M.}} < 1 \quad .$$

Echilibrul chimic dintre cele două faze este dependent de temperatură şi presiune. Modificarea condiţiei de echilibru determină schimbarea concentraţiei de saturaţie a componenţilor, ceea ce se realizează printr-o reacţie de schimb componenţial, de forma:

$$(C_1)^{L.M.} + (C_2)^{F.V.} = (C_1)^{F.V.} + (C_2)^{L.M.},$$

unde $C_1$ = componentul 1, iar $C_2$ = componentul 2 (indicii superiori arată fazele purtătoare ale componenţilor). Constanta de echilibru a acestei reacţii de schimb este controlată de concentraţiile $X_1$ şi $X_2$ ale celor doi componenţi în fazele L.M. şi F.V. :

$$K = \frac{X_2^{F.V.} \cdot X_1^{L.M.}}{X_1^{F.V.} \cdot X_2^{L.M.}} \quad .$$

În reacţiile de schimb sunt implicaţi toţi componenţii celor două faze, indiferent dacă sunt volatili sau nu. De aceea, concentraţiile componenţilor în faza fluidă sunt, în mod cert, dependente de temperatură şi presiune.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

## 3.7.6. Separarea din magmă şi evoluţia soluţiei hidrotermale

### 3.7.6.1. Starea apei în lichidul magmatic

Aşa cum s-a precizat anterior, în magmele silicatice cel mai important component volatil este apa. În stare dizolvată, ea apare sub forma a două speciaţii: $H_2O$ (apă moleculară, nedisociată) şi $(OH)^-$. Speciaţia $(OH)^-$ este mai frecventă la presiuni relativ mici şi se poate forma pe două căi:

a. Disocierea ionică:

$$H_2O = (OH)^- + H^+ \quad .$$

În lichidul silicatic, ionii de hidrogen, cel mai adesea, reacţionează cu grupările tetraedrice $[SiO_4]^{4-}$, formând substanţa volatilă $Si(OH)_4$ :

$$[SiO_4]^{4-} + 4H^+ = Si(OH)_4 \, .$$

b. Reacţia apei dizolvate cu oxigenul ionic din lichidul magmatic:

$$H_2O + O^{2-} = 2(OH)^- \, .$$

Volumul molar al apei dizolvate (adică volumul a 18.015g apă) pare să nu fie influenţat prea mult de natura speciaţiei sub care se găseşte apa şi nici de condiţia fizică, ci doar de compoziţia lichidului silicatic dizolvat. Astfel, în topitura diopsidică, la 20 kbar şi 1513 K, volumul molar al apei dizolvate este de 17.12 $cm^3$/mol. În schimb, în topitura albitică, pe un interval relativ larg de temperatură şi presiune, $V_{H_2O}$ este în jur de 22 $cm^3$/mol. Totuşi, volumul molar al apei dizolvate nu variază foarte mult cu compoziţia lichidului magmatic, oscilând, după toate probabilităţile, între 15 $cm^3$/mol şi 26 $cm^3$/mol, fiind destul de apropiat de volumul apei lichide în condiţiile standard.

### 3.7.6.2. Definirea soluţiei apoase hidrotermale

Separarea apei de lichidul magmatic este însoţită automat şi de separarea celorlalte substanţe volatile. Între apă şi aceşti componenţi volatili, la temperaturile magmatice, este, probabil, o

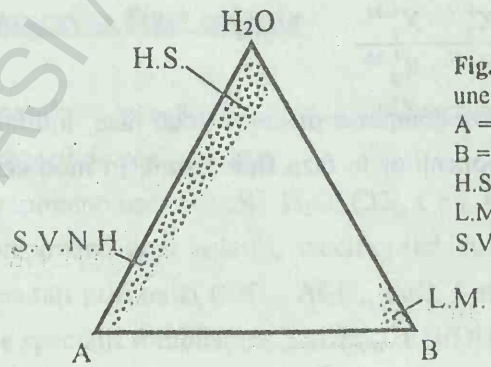



**Fig. 3.86.** – Compoziţia convenţională a unei hidrosoluţii, în sistemul $H_2O$ – A – B.
A = alţi componenţi volatili;
B = componenţi nevolatili;
H.S. = hidrosoluţie;
L.M. = lichid magmatic;
S.V.N.H. = soluţie volatilă nonhidrică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

miscibilitate totală. De aceea, deshidratarea magmei conduce automat la formarea unei soluţii policomponente, în care apa este doar unul din componenţii volatili. Dacă apa este componentul major al acestei soluţii, atunci ea poate fi considerată solvent, iar ceilalţi componenţi, substanţe dizolvate. Desigur, ca substanţe dizolvate pot să apară şi componenţi nevolatili, specifici lichidului magmatic, însă aceştia din urmă au o solubilitate limitată în apă. Lacuna de miscibilitate între apă şi lichidul magmatic, permite o delimitare clară şi naturală între soluţia apoasă (= hidrosoluţie) pe de o parte, şi soluţia lichidului magmatic, pe de altă parte. În schimb, delimitarea dintre o soluţie apoasă şi o soluţie volatilă săracă în apă, nefiind naturală, nu poate fi decât convenţională (fig. 3.86.).

Hidrosoluţiile care se găsesc la temperaturi înalte (peste 100°C) sunt denumite, în sens larg, soluţii hidrotermale, indiferent de origine lor. De aceea, faza apoasă care se separă din magmă, în procesul de devolatilizare, poate fi considerată o soluţie hidrotermală. Este limpede că soluţiile hidrotermale au proprietăţi diferite funcţie de starea fizică a solventului. Dacă apa este în stare subcritică, există o deosebire frapantă între soluţia hidrotermală lichidă şi cea gazoasă, trecerea de la una la alta făcându-se cu salturi de volum şi efecte calorice. Această distincţie naturală dispare la soluţia cu apă supracritică. De aceea, unii autori restrâng termenul de soluţie hidrotermală doar la soluţia care are ca solvent apa lichidă subcritică. Pentru celelalte soluţii au fost folosiţi doi termeni, dar nu suficient de clar conturaţi şi care au generat destul de multe ambiguităţi. Astfel, pentru soluţiile gazoase s-a folosit termenul de "fază pneumatolitică", iar pentru soluţiile supracritice dense, aflate în apropierea temperaturilor magmatice, s-a utilizat termenul "fază pegmatitică". Acest ultim termen a fost mult timp asociat convingerii, aproape unanime de la începuturile petrologiei, că apa şi lichidul magmatic au o solubilitate continuă (totală), lichidul "pegmatitic" fiind, conform acestei convingeri, faza fluidă oarecum intermediară compoziţional între apă şi lichidul magmatic. Astăzi ştim destul de bine că o astfel de stare intermediară nu există şi utilizarea termenului de "fază pegmatitică" sau "soluţie pegmatitică" poate menţine în continuare o stare nedorită de confuzii. Pe de altă parte, delimitarea dintre starea hidrotermală gazoasă (pneumatolitică) şi cea lichidă (hidrotermală, în sens restrâns) nu poate fi decât convenţională, căci, în mod natural, trecerea de la starea densă a apei la cea rarefiată se poate face continuu, prin ocolirea punctului critic al apei. De aceea, este de preferat ca pentru soluţia apoasă, aflată la temperaturi înalte, să folosim un termen general de "soluţie hidrotermală", aşa cum procedează mulţi petrologi.

### 3.7.6.3. Factorii care controlează solubilitatea substanţelor în apa hidrotermală

În condiţii identice de temperatură şi presiune, apa pură poate dizolva unele substanţe în orice proporţie, iar pe altele doar în proporţii extrem de mici, motiv pentru care unii autori sunt tentaţi să

clasifice substanţele în greu solubile, potenţial solubile, total miscibile etc. Primele experienţe asupra solubilităţilor în apa termală, efectuate în perioada interbelică, aduc suficiente argumente pentru a încuraja clasificarea substanţelor pe categorii de solubilitate. Astfel, Morey (1942) constată experimental că la 500°C şi 1020 bari, există discrepanţe frapante în ce priveşte solubilitatea unor substanţe în apă (vezi tabelul nr.3.9.).

**Tabelul nr. 3.9. -** Solubilitatea unor oxizi şi săruri oxigenate în apă, la 500°C şi 1020 bari (Morey, 1942)

| Substanţa | Solubilitatea (ppm) | Substanţa | Solubilitatea (ppm) |
|---|---|---|---|
| $Al_2O_3$ | 1.8 | BeO | 120 |
| $SnO_2$ | 3.04 | $CaCO_3$ | 120 |
| $CaSO_4$ | 20 | $SiO_2$ | 2600 |
| $BaSO_4$ | 40 | $GeO_2$ | 8700 |

Conform acestor date, oxidul $Al_2O_3$ şi $SnO_2$ fac parte din categoria substanţelor greu solubile în apă, pe când silicea şi GeO, la temperatura de 500°C, pot fi considerate uşor solubile. Tot din acea perioadă a devenit clar că unele substanţe cu chimism complex se pot dizolva în apă congruent sau incongruent. De pildă, Morey (1942) arată că la 500°C, albitul se dizolvă congruent în apă, la presiunea de 2 kbar, pe când la presiuni mai mici (0.4 kbar), se dizolvă incongruent, cu un raport nestoichiometric între $SiO_2$ şi $Na_2O$ (respectiv $SiO_2 : Na_2O = 8.65$). După câteva decenii de cercetări experimentale, astăzi se poate afirma că este riscant să se facă o gradaţie universal valabilă a solubilităţii substanţelor în apă. Există mai mulţi factori care pot interveni, fiind în măsură să modifice uneori radical gradul de solubilitate a substanţei în apă. Dintre aceşti factori, mai importanţi sunt:

- compoziţia soluţiei hidrotermale;
- temperatura;
- densitatea apei (reglată prin intermediul presiunii, la temperatură constantă).

Efectul compoziţiei soluţiei asupra solubilităţii, deşi remarcat destul de timpuriu, nu este pe deplin lămurit nici până astăzi, datorită complexităţii fenomenului. Totuşi, se poate spune sigur că, dacă în soluţia hidrotermală există substanţe din grupul halogenilor, mai ales Cl şi F, mulţi componenţi nevolatili devin uşor volatili la temperaturi foarte înalte. Astfel, componenţi ca: Li, Be, Mo, W, Th, Zr, Sn, Ta, Nb etc. , devenind volatili în prezenţa halogenilor, trec cu uşurinţă din lichidul magmatic în soluţia "gazoasă" hidrotermală. Tot prin intermediul halogenilor, se dizolvă cu uşurinţă în soluţia hidrotermală elemente ca Fe, Zn, Pb, Cu etc. Dacă în lichidul magmatic hidratat nu ar exista aceşti halogeni, atunci elementele sus menţionate nu ar trece cu preferinţă în soluţia volatilă hidrotermală, ci s-ar păstra în lichidul magmatic.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Efectul temperaturii asupra solubilității poate fi studiat numai dacă ceilalți factori rămân constanți. Se poate spune sigur că solubilitatea în apă a tuturor substanțelor (parțial solubile, bineînțeles) este controlată de temperatură, printr-o ecuație de forma:

$$X_i = KT \quad ,$$

unde K este o constantă empirică, care depinde de natura substanței și poate fi pozitivă sau negativă.

După semnul constantei K, substanțele se împart în două categorii:

a. Cele a căror solubilitate în apă crește cu temperatura. Majoritatea substanțelor intră în această categorie. Vezi, de exemplu, solubilitatea silicei în apă la diverse temperaturi (vezi fig. 3.87).

PRESIUNEA [MPa]

| TEMPERATURA [°C] | 150 | 200 | 250 | 300 | 400 | 500 | 600 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 350 | 0.15 | 0.17 | 0.18 | 0.19 | 0.21 | 0.22 | 0.24 |
| 400 | 0.22 | 0.24 | 0.26 | 0.28 | 0.31 | 0.34 | 0.36 |
| 450 | 0.29 | 0.33 | 0.36 | 0.40 | 0.45 | 0.49 | 0.53 |
| 500 | 0.36 | 0.43 | 0.49 | 0.54 | 0.62 | 0.69 | 0.75 |
| 550 | 0.43 | 0.54 | 0.63 | 0.71 | 0.84 | 0.95 | 1.04 |
| 600 | 0.50 | 0.67 | 0.80 | 0.92 | 1.12 | 1.27 | 1.41 |
| 650 | 0.58 | 0.81 | 1.00 | 1.17 | 1.46 | 1.69 | 1.88 |
| 700 | 0.67 | 0.97 | 1.24 | 1.48 | 1.88 | 2.21 | 2.48 |
| 750 | 0.77 | 1.16 | 1.51 | 1.84 | 2.40 | 2.86 | 3.25 |
| 800 | 0.90 | 1.38 | 1.84 | 2.28 | 3.04 | 3.67 | 4.22 |

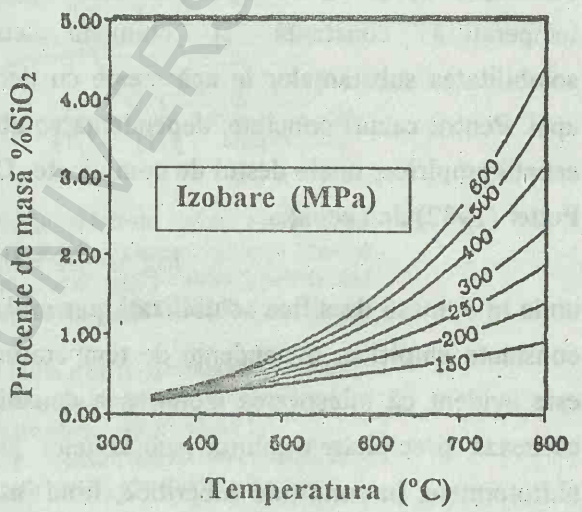



Fig. 3.87. – Solubilitatea $SiO_2$ în soluții apoase (după Fournier și Potter, 1982).

b. Substanțe a căror solubilitate descrește cu temperatura, cum sunt carbonații și sulfații, cel puțin în intervalul termic cuprins între 0°C ș 600°C (fig. 3.88.). Așa se explică de ce, în experiențele lui Morey (1942), la 500°C, solubilitatea silicei în apă este cu mult superioară solubilității anhidritului și calcitului, pe când în condiții termice normale, silicea este mai puțin solubilă în apă decât sulfații și carbonații.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Densitatea apei joacă un rol la fel de important în reglarea solubilității tuturor substanțelor. În condiții termice constante și de chimism constant, concentrațiile de saturație, $X_i$, ale diferitelor substanțe pe de o parte și densitatea apei (d) pe de altă parte, stau într-o legătură directă, care, în forma cea mai simplă, ar putea fi redată sub forma:

$$\frac{X_i^1}{X_i^2} = \frac{d_2}{d_1} \quad ,$$

unde: $X_i^1$ și $X_i^2$ sunt concentrațiile componentului la densitățile $d_1$ și $d_2$ ale apei. Cu alte cuvinte, la temperatură constantă și chimism constant, solubilitatea substanțelor în apă crește cu densitatea apei. Pentru cazuri concrete, dependența solubilității de densitatea solventului, este dată de diferite ecuații empirice, unele destul de complicate. De pildă, pentru solubilitatea silicei în apă, Fournier și Potter (1982) dau ecuația:

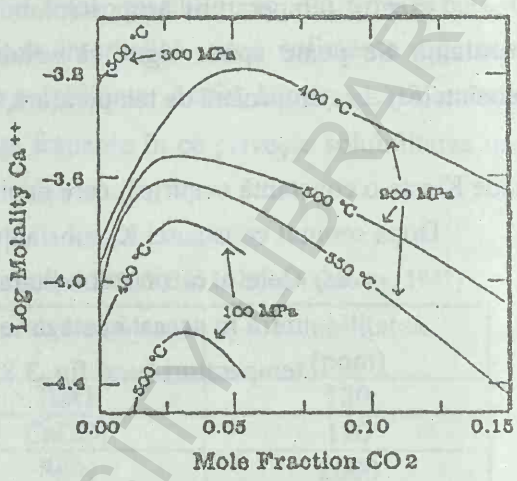



Fig. 3.88. – Solubilitatea calcitului într-un fluid supracritic $H_2O - CO_2$ (după Walther și Long, 1986 și Fein și Walther, 1987).

$$\log m = A + B(\log V) + C(\log V)^2 \quad ,$$

unde m = masa de silice solubilizată per mol de apă, V = volumul molar al apei, iar A, B și C = constante empirice, dependente de temperatura absolută. Indiferent de forma ecuațiilor empirice, este evident că micșorarea izotermă a densității atrage după sine reducerea solubilității și, deci, cauzează precipitarea tuturor substanțelor saturate. De aceea, vaporizarea izotermă a soluției hidrotermale, în condițiile subcritice, fiind însoțită de creșterea izotermă a volumului molar, duce inevitabil la precipitarea componenților saturați.

### 3.7.6.4. Evoluția termobarică și compozițională posibilă a soluției hidrotermale

Soluția hidrotermală, odată separată de lichidul magmatic, poate avea două linii de evoluție:

a. evoluția în sistem închis, în contact nemijlocit cu magma din care descinde;
b. evoluția în sistem deschis pentru volatile, când soluția hidrotermală părăsește corpul magmatic, pe măsură ce are loc devolatilizarea. În acest ultim caz, ea tinde să se ridice la nivelele superioare, spre suprafața Pământului, folosind diferite căi de acces, eventual tinde să se împrăștie, pe orizontală, în rocile înconjurătoare din jurul corpului magmatic.

În sistemul magmatic închis, între soluția hidrotermală și lichidul magmatic se tinde spre menținerea unui echilibru chimic pe tot timpul variației de temperatură și/sau presiune care

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

afectează sistemul magmatic. Echilibrul se menține prin reacții de schimb componențial între cele două faze mixte:

$$1\ [S.H.] + 2\ [L.M.] = 2\ [S.H.] + 1\ [L.M.]\ ,$$

unde 1,2 = componenții comuni ai celor două faze mixte; [S.H.] = soluția hidrotermală și [L.M.] = lichidul magmatic. În virtutea acestor reacții de schimb, concentrația unui component oarecare din

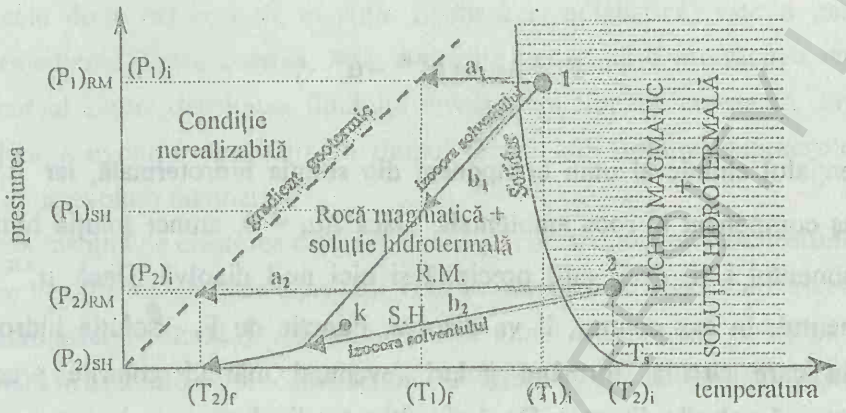



**Fig. 3.89.** – Evoluția izocoră a soluției hidrotermale într-un sistem, pornindu-se de la două condiții inițiale: de înaltă și de joasă presiune. Răcirea maxim posibilă este determinată de temperatura mediului (temperatura gradientului geotermic). Condițiile inițiale, (1) și (2), sunt comune atât lichidului magmatic, cât și soluției hidrotermale.

$(T_1)_i$, $(P_1)_i$, $(T_2)_i$, $(P_2)_i$ = condițiile inițiale de temperatură și presiune;
$a_1$ = evoluția magmei și a rocii magmatice care pleacă din condiția 1;
$b_1$ = evoluția soluției hidrotermale care pleacă din condiția 1;
$a_2$ = evoluția magmei și a rocii magmatice care pleacă din condiția 2;
$b_2$ = evoluția soluției hidrotermale care pleacă din condiția 2;
R.M. = rocă magmatică;
S.H. = soluție hidrotermală.

soluția hidrotermală variază concomitent și în sens invers cu concentrația aceluiaș component din lichidul magmatic. Fiind sistem închis pentru substanțele volatile, ne putem aștepta ca soluția hidrotermală să aibă un volum limitat și, deci, răcirea corpului magmatic conduce la o evoluție mai mult sau mai puțin izocoră a hidrosoluției. În timpul răcirii izocore, lichidul magmatic, apoi roca magmatică rezultată prin răcire, precum și soluția hidrotermală au mereu aceeași temperatură. În schimb, presiunea fluidului hidrotermal se va deosebi de presiunea rocii magmatice, fiind din ce în ce mai mică pe măsură ce scade temperatura (vezi fig. 3.89.).

Deoarece prin răcirea izocoră densitatea solventului rămâne constantă, evoluția compozițională a soluției hidrotermale este reglată, practic, doar de temperatură, adică: precipită substanțele cu solubilitate directă și se dizolvă, în continuare, cele cu solubilitate inversă (carbonați sau sulfați, dacă aceștia există în sistem).

BCU "Ovidius" Constanța LIBRARY

Evoluţia termobarică a fluidului hidrotermal, în sistem deschis, are mai multe posibilităţi, funcţie de direcţia pe care se deplasează fluidul (verticală sau orizontală), de viteza de deplasare şi evident, de natura rocilor pe care le străbate. De data aceasta, evoluţia compoziţională a fluidului este dată nu numai de varietăţile T, P, dar şi de schimbul de substanţă care are loc între fluidul hidrotermal şi roca înconjurătoare. Capacitatea de reacţie a fluidului cu roca este reglată de forţa motrică de reacţie, $F_r$ :

$$F_r = \Delta\mu_i = \mu_i^{S.H.} - \mu_i^R \quad ,$$

unde $\mu_i^{S.H.}$ = potenţialul chimic al unui component din soluţia hidrotermală, iar $\mu_i^R$ = potenţialul chimic al aceluiaş component în roca ambientală. Dacă $\Delta\mu_i = 0$, atunci soluţia hidrotermală este saturată în componentul i şi, deci, nu-l precipită şi nici nu-l dizolvă. Dacă $\mu_i^{S.H.} > \mu_i^R$, soluţia precipită componentul. În caz contrar, îl va dizolva. Funcţie de $F_r$ , soluţia hidrotermală poate dizolva roca prin care circulă, formând goluri (eventual mărind golurile preexistente) sau dimpotrivă, cimentează golurile din roci. Dacă simultan cu dizolvarea unui component, aparţinând rocii, are loc şi o precipitare a unui alt component, păstrându-se constant volumul sistemului solid, atunci se spune că are loc o metasomatoză hidrotermală a rocii.

Pentru a prevedea dacă circulaţia soluţiei hidrotermale este însoţită de o dizolvare, precipitare sau de metasomatoză, este absolut necesar să cunoaştem, în primul rând, evoluţia temperaturii, presiunii şi densităţii solventului hidrotermal în timpul deplasării. În domeniul supracritic al apei, evoluţiile termobarice, teoretic posibile, oscilează între două extreme:

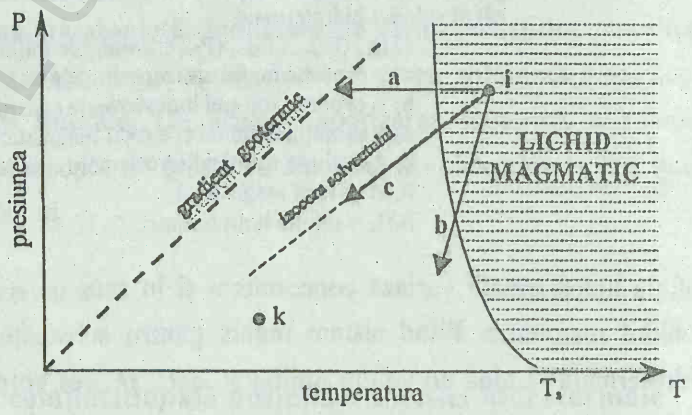



**Fig. 3.90.** – Căi posibile de evoluţie termobarică a fluidului hidrotermal supracritic, în sistem deschis.
i – condiţia iniţială;
a – răcire izobară;
b – depresurizare adiabatică;
c – depresurizare izocoră.

1° Răcirea izobară, ceea ce se poate realiza atunci când fluidul hidrotermal, aflat la presiuni supracritice se depărtează de corpul magmatic printr-o deplasare lentă în plan orizontal. Temperatura minimă la care se poate ajunge, în acest caz, corespunde gradientului geotermic (fig.3.90., calea a), iar pe timpul răcirii, densitatea solventului creşte.

2° Depresurizarea adiabatică, ceea ce se poate realiza atunci când fluidul hidrotermal de mare presiune are posibilitatea deplasării foarte rapide spre suprafaţă, în aşa fel încât schimbul de

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B.C.U. „M. EMINESCU" IAŞI



căldură între fluid şi mediul înconjurător să fie nul. În timpul acestei depresurizări, temperatura fluidului este reglată exclusiv de presiune, micşorându-se concomitent cu presiunea. Teoretic este cea mai mică răcire posibilă care însoţeşte fluidul în ascensiunea sa (fig.3.90., calea b). O depresurizare absolut izotermă nu este posibilă în condiţii naturale.

Prin răcire adiabatică, volumul solventului hidrotermal creşte (şi densitatea scade), deosebindu-se radical această răcire de cea izobară, care este însoţită de micşorarea densităţii. Evident, între cele două extreme de evoluţie (izobară şi adiabatică) este o gamă continuă de posibilităţi intermediare. Dintre acestea, însă, o poziţie deosebită o are răcirea izocoră (fig.3.90., calea c), în decursul căreia densitatea fluidului hidrotermal rămâne constantă. Prin urmare, dacă luăm în consideraţie evoluţia densităţii, în timpul răcirii hidrosoluţiei supracritice, putem vorbi practic doar de două evoluţii distincte:

a. răcirea însoţită de creşterea densităţii, ceea ce corespunde unei ascensiuni relativ lente;
b. răcire însoţită de scăderea densităţii, ceea ce corespunde unei ascensiuni relativ rapide.

Acest lucru este important de reţinut, pentru că numai astfel putem prevedea dacă, din soluţia hidrotermală aflată în ascensiune, precipită sau nu substanţa dizolvată. Suntem astfel avertizaţi că nu orice răcire a soluţiei hidrotermale este neapărat însoţită de precipitarea componenţilor greu volatili, chiar dacă aceştia se găseau iniţial la pragul de saturaţie. Creşterea densităţii fluidului, determinată de răcirile lente, s-ar putea să anuleze efectul temperaturii asupra solubilităţii. Evoluţia subcritică a soluţiei hidrotermale poate duce la variaţii prin salt ale densităţii, ca urmare a transformării de fază a apei. Trecerea, prin fierbere, de la starea lichidă la cea gazoasă, poate conduce la o scădere drastică a densităţii, în condiţii mai mult sau mai puţin izoterme, realizându-se astfel cea mai bună condiţie de precipitare a substanţelor nevolatile. Invers, prin condensare, are loc o creştere în salt a densităţii apei şi o creştere corespunzătoare a solubilităţii, favorizându-se dizolvarea substanţei din mediul ambiant.

### 3.7.6.5. Condiţiile transformării de fază a soluţiei hidrotermale

Dat fiind efectul deosebit asupra solubilităţii pe care îl poate avea transformarea de fază, este necesar să se ştie cum anume se poate provoca o fierbere, respectiv o condensare a unei soluţii hidrotermale. Răspunsul cel mai general este că o transformare de fază poate avea loc doar atunci când se traversează condiţia de echilibru lichid-gaz. La apa pură, condiţia de echilibru lichid – gaz este monovariantă, fiind reprezentată în diagrama T – P printr-o linie care se termină în punctul critic, k (fig.3.91.).

Aşa cum se poate vedea, la apa pură, pentru o presiune dată, există o singură temperatură de fierbere; şi invers, la o temperatură dată, există o unică presiune de fierbere ($P_i$ şi $T_i$ din figura 3.91.a.)

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

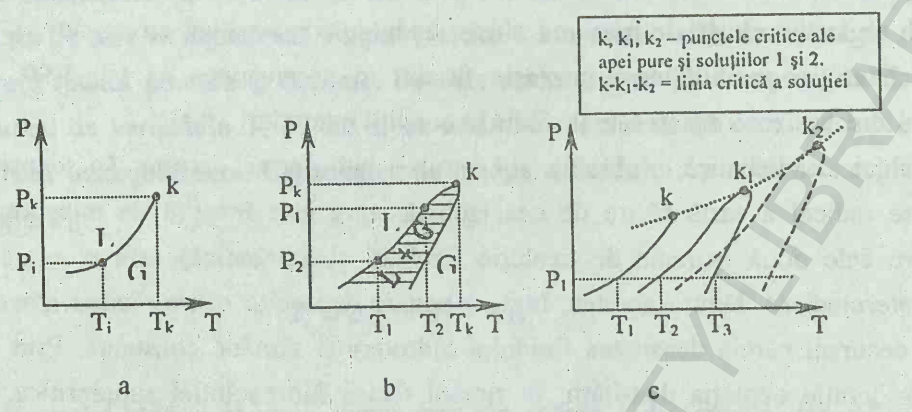



**Fig. 3.91.** – Echilibrul lichid – gaz al hidrosoluţiilor în reprezentarea P–T.
a – apa pură;
b – soluţia apoasă, la o anumită concentraţie a apei;
c – două soluţii apoase cu concentraţii diferite.

La o soluţie în domeniul subcritic, există trei domenii termobarice bivariante, delimitate de două curbe monovariante, care se intersectează într-un punct, numit punctul critic al soluţiei. Cele trei domenii sunt: (a) domeniul exclusiv al lichidului; (b) domeniul de coexistenţă, la echilibru, a două faze, respectiv a lichidului şi gazului; (c) domeniul exclusiv al gazului. Ca urmare, în condiţii izobare, trecerea de la lichid la gaz se face pe un interval termic (între $T_1$ şi $T_2$, vezi fig. 3.91.b.). Tot astfel, în condiţii izoterme, trecerea de la o fază la alta se face într-un interval baric ($\Delta P = P_2 - P_1$). Temperatura la care se iniţiază fierberea soluţiei apoase este mai mare decât temperatura de fierbere a apei pure, la aceeaşi presiune. La presiune constantă, temperatura de fierbere creşte cu concentraţia soluţiei şi simultan se deplasează punctul critic al soluţiei spre temperaturi şi presiuni mai înalte (fig. 3.91.c.). Astfel punctul critic al apei pure este definit de $P_K$ =218.4atm şi $T_K$ = 334.1°C. În schimb, în soluţia $H_2O$ – NaCl, cu 10%NaCl, condiţia critică este $P_K$ = 1000atm şi $T_K$ = 650°C.

Pe timpul gazeificării (respectiv condensării) ca urmare a variaţiei izobare a temperaturii, se schimbă nu numai proporţia relativă a lichidului, dar şi concentraţia acestuia, ceea ce se poate vedea mai uşor într-o diagramă T – X (fig. 3.92.).

La fel se întâmplă în cazul transformării de fază în condiţii izoterme, prin depresurizare (fig. 3.93.). Cum este şi firesc, concentraţia apei în fază gazoasă este variabilă, pe tot timpul transformării. La debutul fierberii este mai mare decât în soluţia iniţială.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

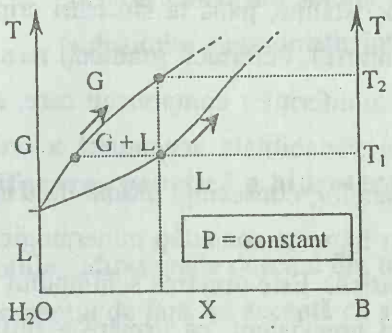



Fig. 3.92 –Transformări de fază, prin răcirea unei soluţii binare formată din apă şi un component greu volatil. [G = stare gazoasă; L = stare lichidă]

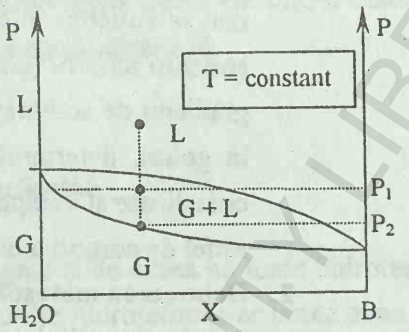



Fig. 3.93. – Vaporizarea unei soluţii binare, prin depresurizare. [G = stare gazoasă; L = stare lichidă]

## 3.7.7. Hidrotermalitele

### 3.7.7.1. Procese de formare

Hidrotermalitele sunt acele sisteme minerale solide la formarea cărora soluţia solidă a jucat un rol decisiv. Teoretic, un hidrotermalit se poate forma prin unul din următoarele procese.

1. **Cristalizarea fazelor solide în "golurile" ocupate de soluţie** (pori, spaţiile "libere" din lungul fracturilor etc.). În acest caz, germinarea fazelor solide debutează pe pereţii "golurilor", creşterea cristalelor având loc dinspre pereţi spre interior. În final, se realizează un corp hidrotermal solid cu forma impusă de morfologia spaţiului "liber". Corpurile tabulare numite, în general, "filoane hidrotermale" au cel mai probabil o formă impusă de fractura ocupată cândva de soluţia fluidă. Corpurile hidrotermale cu structuri druzitice, sau cele cu zonalităţi mai mult sau mai puţin concentrice, au de asemenea o morfologie impusă de "golurile" preexistente. În toate aceste corpuri, cristalele fazelor minerale pot creşte cu uşurinţă spre interiorul golurilor şi în eventualitatea că densitatea germenilor este mică, se realizează aproape în totdeauna cristale de mari

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

dimensiuni mai mult sau mai puțin idiomorfe. Totuși, nu toate corpurile hidrotermale care au o astfel de origine sunt larg cristalizate. Dacă soluția este puternic suprasaturată în unul sau mai mulți componenți, se pot realiza structuri microcristaline, până la structuri criptocristaline și chiar structuri amorfe (colomorfe). Puternicii gradienți termici ca și accentuații gradienți de activitate ai diferiților componenți care, adesea, se instalează în goluri, determină o variabilitate accentuată a ordinii și vitezelor de cristalizare ai componenților, consecința ultimă fiind apariția, frecventă, în astfel de corpuri a unor frapante zonalități mineralogice și structurale.

2. **Depunerea metasomatică.** Este urmarea schimbului de componenți între soluție și mediul solid preexistent, ca urmare a infiltrației și circulației difuzive a soluției prin diferitele roci sau agregate cristaline preexistente. Metasomatoza poate fi selectivă sau neselectivă, după cum poate fi parțială sau totală. Este selectivă atunci când anumite faze solide din rocile preexistente (paleosome) sunt metasomatizate. În acest caz, în corpurile de hidrotermalite metasomatice apar frecvente pseudomorfoze ale mineralelor neoformate pe cristalele sau agregatele cristaline paleosomatice, iar structura metasomatitului moștenește în bună măsură structura rocii paleosomatice. În cazul metasomatozei neselective, toate fazele paleosomatice sunt afectate de reacții allochimice, iar un astfel de proces poate duce la o ștergere completă a compoziției minerale preexistente. Corpul hidrotermal rezultat printr-o astfel de metasomatoză totală poate avea nu numai compoziția minerală, dar și structura net diferite de cea a paleosomului inițial. Spre deosebire de hidrotermalitele depuse în goluri preexistente, care au de obicei pereții tranșanți, corpurile metasomatice au deseori o tranziție gradată spre roca gazdă. Totuși, în cazul metasomatozei selective, se pot realiza și corpuri pseudomorfe, începând de la corpuri cristaline (de exemplu: pseudomorfoze de clorit pe cristale de piroxen) și terminând cu pseudomorfoze de corpuri petrografice (de exemplu: pseudomorfoze de cuarțite pe corpuri stratiforme de roci carbonatice).
3. **Procese mixte.** Sunt procesele care au loc în special acolo unde soluțiile hidrotermale circulă pe fracturile din rocile metastabile chimic, ca de exemplu circulația unei soluții hidrotermale pe fracturile dintr-un corp andezitic rece. În acest caz, depunerea în "goluri" și reacția metasomatică dintre fluid și roca metastabilă merg simultan, apărând în final corpuri hidrotermale foarte complexe morfologic și structural. Procesele mixte

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

apar frecvent chiar şi în filoanele hidrotermale formate pe fracturi, ori de câte ori soluţiile care circulă pe aceste fracturi îşi schimbă, în timp, parametrii fizico-chimici, astfel încât cristalele şi agregatele cristaline depuse iniţial din soluţia hidrotermală devin ele însele instabile şi pot fi substituite metasomatic într-o etapă ulterioară.

### 3.7.7.2. Clasifucarea genetică a hidrotermalitelor

Nu toate soluţiile hidrotermale descind din magme şi de aceea nu toate hidrotermalitele sunt magmatogene. În momentul de faţă, se acceptă că soluţiile hidrotermale ar putea avea cel puţin trei origini:

- Origine magmatică, pe care am comentat-o deja în paragrafele anterioare;
- Origine metamorfică. Este aceea soluţie hidrotermală care îşi trage componenţii din rocile supuse metamorfismului prograd, apa rezultând prin reacţiile prograde de deshidratare a mineralelor hidroxilate, cum ar fi filosilicaţii, amfibolii etc. Majoritatea covârşitoare a acestor reacţii se desfăşoară la temperaturi superioare punctului critic al apei pure, astfel încât apa de reacţie este capabilă să solubilizeze numeroşi componenţi nevolatili, transformându-se într-o soluţie hidrotermală.
- Origine tectonică. Se formează în acele zone de forfecare cu mişcări de mare amplitudine, unde se degajă o mare cantitate de energie calorică într-un interval de timp relativ mic. În aceste zone, temperatura rocilor forfecate poate creşte cu câteva sute de grade. Apa care se concentrează în astfel de zone, indiferent dacă este de origine vadoasă sau nu, devine soluţie hidrotermală.

Fără îndoială că, în unele situaţii, soluţiile hidrotermale pot avea origini mixte. De exemplu, în aureolele de contact ale unor corpuri plutonice, soluţia hidrotermală poate fi parţial de origine magmatică şi parţial de origine metamorfică. Tot astfel, în unele zone de forfecare penetrativă intensă, se poate declanşa un metamorfism prograd, astfel încât soluţia hidrotermală este parţial o consecinţă a mişcării tectonice şi parţial a metamorfismului.

Deci, funcţie de originea soluţiei din care au provenit, hidrotermalitele se pot clasifica în: magmatogene, metamorfice, tectonogene şi mixte. Potrivit definiţiei, hidrotermalitele magmatogene sunt generate din soluţii care descind, în ultimă instanţă, din roci magmatice. Aceasta nu înseamnă că ele se dezvoltă neapărat chiar în corpul magmatic parental. Deseori ele se dezvoltă în spaţiul perimagmatic şi uneori la distanţe apreciabile de corpul magmatic, putând fi uşor confundate cu

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

hidrotermalitele metamorfice sau cu cele tectonogene. Cert magmatogene sunt doar acele hidrotermalite, mai ales metasomatice, care se dezvoltă chiar în corpul magmatic, prin reacţia dintre fluidul hidrotermal şi mineralele primare ale corpului. Rocile magmatice care au suferit o puternică transformare subsolidus, cauzată de soluţia hidrotermală magmatogenă sunt desemnate prin diferiţi termeni sau expresii ca: "roci alterate hidrotermal", "autometamorfozate" etc.

### 3.7.7.3. Roci hidrotermale

În numeroase situaţii, hidrotermalitele apar ca sisteme minerale cu omogenitate de al doilea ordin. Ele posedă structuri tipic petrografice şi de aceea trebuie numite roci hidrotermale. La fel ca şi rocile magmatice, rocile hidrotermale pot avea structuri echigranulare, macro sau microcristaline, structuri porfirice, poikilitice etc. Desigur, nu toate hidrotermalitele pot fi denumite roci. Uneori hidrotermalitele apar sub formă de cruste bidimensionale, agregate druzitice etc., care nu au omogenitate de ordinul al doilea. Acestea trebuie numite, pur şi simplu, hidrotermalite sau eventual asociaţii cristaline hidrotermale.

Rocile hidrotermale ar putea fi şi ele clasificate pe criteriul compoziţiei minerale aşa cum se procedează în cazul rocilor magmatice. În lipsa unui consens internaţional, nu se poate face aici decât o sugestie a unei scheme de clasificare posibilă. Deoarece multe hidrotermalite sunt edificate practic dintr-un singur mineral, s-ar putea adopta, următoarea schemă, relativ simplă:

A. Roci hidrotermale oligomictice (practic monominerale). În acest caz, tipurile petrografice ar putea fi desemnate prin termeni mineralogici ca de exemplu: cuarţolit, piritolit, galenolit, calcitolit etc.

B. Roci hidrotermale polimictice (alcătuite din două sau mai multe minerale principale). Şi în acest caz, tipurile petrografice ar putea fi desemnate prin termeni mineralogici ca de exemplu: cuarţ-piritolit, calcit-galenolit etc. S-ar putea adopta unele abrevieri ca de exemplu o rocă hidrotermală formată în esenţă din pirită, calcopirită şi cuarţ ar putea fi desemnată printr-un termen abreviat de genul: cal-pi-cuarţolit.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# 4

## ~ *Topirea naturală a rocilor* ~

4.1. Ciclul magmatogen şi starea petrografică primordială
4.2. Cauzele topirii rocilor
4.3. Anatexia în manta
4.4. Topirea rocilor crustale

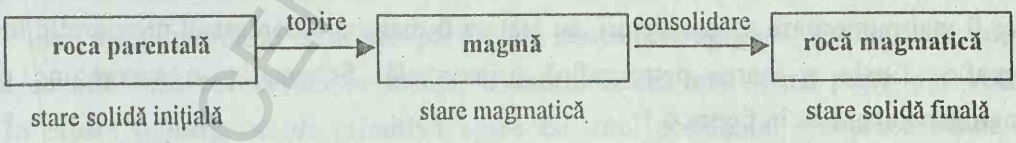
BCU IAŞI - BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

# 4. TOPIREA NATURALĂ A ROCILOR

## 4.1. CICLUL MAGMATOGEN ŞI STAREA PETROGRAFICĂ PRIMORDIALĂ

Mult timp s-a crezut că, în zonele profunde ale Pământului, sub un înveliş relativ rigid, ar exista o magmă relictă încă din epocile timpurii ale evoluţiei planetei şi că toate magmele care au ajuns la suprafaţă descind, în ultimă instanţă, din această magmă fosilă. Astăzi, ipoteza existenţei unui înveliş magmatic sublitosferic este, practic, abandonată. Numeroase argumente geofizice, petrologice şi geochimice arată că atât crusta, cât şi mantaua terestră sunt formate predominant din faze solide. Cel puţin din paleozoic încoace, toate magmele cunoscute pe globul terestru au la origine un proces de topire a unei roci parentale. La scara timpului geologic, viaţa unei magme este surprinzător de scurtă. Cu toate acestea, n-a existat nici o epocă geologică în care fenomenul de topire a rocilor să fi fost absent, deoarece topirea s-a repetat de nenumărate ori.

Trecerea succesivă a unuia şi aceluiaşi sistem mineral prin procesul de topire şi consolidare constituie un ciclu magmatogen. Într-un astfel de ciclu, trebuie să existe obligatoriu trei stări fundamentale şi două procese fundamentale:




Aparent, un ciclu magmatogen este un proces reversibil de forma solid ↔ lichid, pentru că topirea succedată de consolidare ar putea să aducă sistemul în întregime la starea iniţială. Reversibilitatea este, însă, relativă şi are valabilitate numai dacă privim ciclul magmatogen exclusiv din punct de vedere al stărilor de agregare prin care trece sistemul, dar nu şi din punct de vedere compoziţional. Cel mai adesea, între starea solidă iniţială şi starea solidă finală, există accentuate deosebiri compoziţionale, chimice şi/sau mineralogice. Trei cauze mai importante determină aceste deosebiri:

BCU ASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Neconcordanţa între condiţia fizică a topirii rocii şi cea a consolidării magmei Aceasta este urmarea faptului că magmele, de cele mai multe ori, părăsesc locul lor de formare. În aceste circumstanţe, chiar dacă roca parentală şi roca finală ar fi două sisteme perfect izochimice (cu acelaşi chimism global), ele ar putea fi, totuşi, deosebite prin compoziţia mineralogică, deoarece la condiţii fizice diferite ar trebui să corespundă compoziţii minerale diferite.
- Topirea parţială a rocilor. Aproape toate rocile naturale care au suferit procesul de topire sunt sisteme poliminerale cu diferenţe sensibile între temperaturile $T_s$ şi $T_L$. La multe roci intervalul termic de topire (în diferite condiţii barice) depăşeşte 100°C. Puţine roci naturale au fost supuse unei topiri totale. De regulă, ele se topesc doar parţial, la temperaturi $T < T_L$ , proces cunoscut sub numele de ANATEXIE. Prin anatexie doar o anumită parte din materia rocii parentale (partea mai uşor fuzibilă) trece în topitură. Partea greu fuzibilă rămâne în stare solidă, constituind aşa numitele restite anatectice. Proporţia fazei lichide în sistemul parţial topit exprimă gradul de anatexie sau gradul de topire. La un grad de anatexie foarte redus, compoziţia topiturii coincide cu compoziţia eutectică a sistemului – dacă acest sistem are, într-adevăr, un eutectic – putând fi net deosebită de compoziţia chimică globală a sistemului. Pe măsură ce creşte gradul de anatexie, compoziţia topiturii se apropie de compoziţia globală a sistemului şi devin identice la topirea integrală.
- Diferenţierea topiturii magmatice, care se poate realiza prin oricare din mecanismele examinate în capitolele anterioare: diferenţierea prin cristalizare, licuaţia, pierderea volatilelor, asimilarea altor roci decât cea parentală.

Dacă sistemul petrografic rezultat prin consolidarea magmei este reluat într-un nou ciclu magmatogen, atunci evoluţia ireversibilă a sistemului va fi împinsă înainte cu încă un pas. Cu cât vor fi mai numeroase aceste cicluri, cu atât va fi mai mare contrastul petrografic între stările petrografice finale şi starea petrografică primordială. Schematic, o succesiune de cicluri magmatogene apare ca în figura 4.1.

În această schemă se face abstracţie de posibila micşorare a masei sistemului, prin pierderea substanţelor volatile. Se atrage atenţia exclusiv asupra restitelor care însoţesc procesele anatectice. Pe de altă parte, nu se respectă o anumită scară a timpului, plecându-se de la premiza că importantă este reprezentarea grafică a succesiunii de cicluri magmatogene, ci nu de intervalele de timp ale fiecărui ciclu luat în parte. Desigur, din alte puncte de vedere, durata ciclurilor magmatogene, respectiv viteza de desfăşurare a acestora, ar putea să aibă o importanţă specială, dar ireversibilitatea nu derivă din viteze, ci din succesiuni de cicluri.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

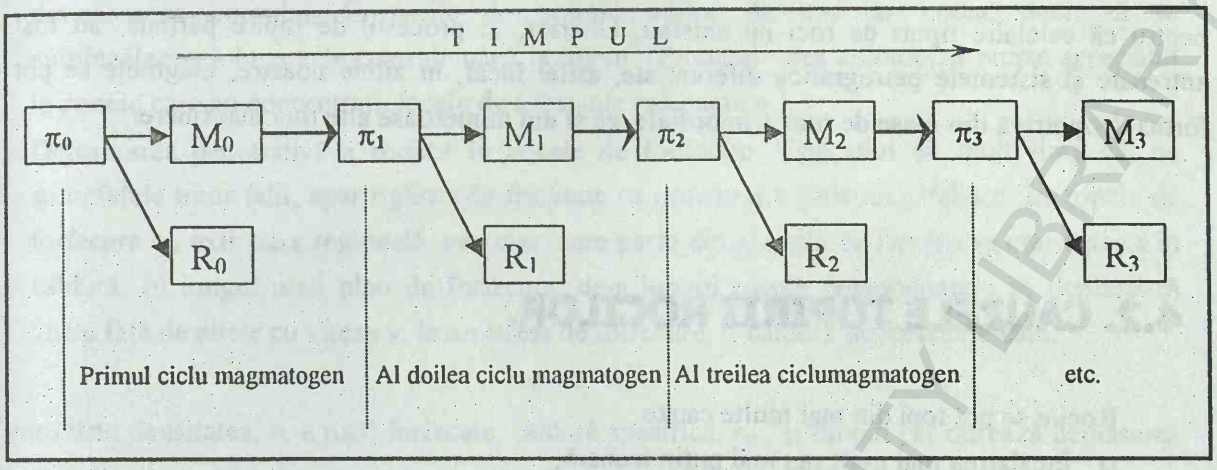



**Fig. 4.1.** – Reprezentarea schematică a unei succesiuni de cicluri magmatogene.
$\pi_0$ = starea petrografică primordială
$M_0$ , $M_1$ , $M_2$ ..... = stări magmatice aparţinând ciclurilor I , II , III ... ...
$\pi_1$ , $\pi_2$ , $\pi_3$ ... ... = stări petrografice rezultate din consolidarea magmelor, corespunzătoare ciclurilor magmatogene I , II , III ... ... etc.
$R_0$ , $R_1$ , $R_2$ ... ... = stări petrografice restitice, rezultate prin anatexia stărilor $\pi_0$ , $\pi_1$ , $\pi_2$ ... ...

Punctul de plecare al unei succesiuni de cicluri magmatogene îl reprezintă protolitul $\pi_0$ , care constituie starea petrografică primordială (sau primitiva petrografică). Toate celelalte stări petrografice, respectiv $\pi_1\ \pi_2 ... \pi_n$ şi $R_0$ , $R_1 ... R_n$ derivă, în ultimă instanţă, din primitiva $\pi_0$ , fiind generate prin diferenţierea magmatogenă a primitivei. Conform legii conservării masei, materia primitivei nu se pierde în decursul diferenţierii. Ea trebuie să se regăsească în masa restitelor, în masa sistemelor $\pi_1\ \pi_2 ... \pi_n$, precum şi în masa fazelor volatile care au părăsit sistemul magmatic. De aceea, compoziţia stării $\pi_0$ poate fi teoretic dedusă, dacă ne sunt cunoscute masele şi compoziţiile produselor de diferenţiere.

Cei mai mulţi petrologi sunt de părere că starea petrografică primordială, $\pi_0$ , a Pământului se află încă conservată în manta, constituind cea mai mare parte din volumul mantalei. În crusta terestră, starea primitivă apare cu totul accidental, deoarece crusta este dominată de stări petrografice diferenţiate, fie prin cicluri magmatogene, fie prin cicluri metamorfice şi exogene. Compoziţia chimică globală a primitivei $\pi_0$ corespunde, probabil, compoziţiei medii a meteoriţilor silicatici (chondrite). Ea poate fi tot aşa de bine asimilată unui amestec de lherzolit şi bazalt. Roca ultramafică primordială cu astfel de compoziţie chimică globală a fost numită **pyrolit**, de către Ringwood (1975), pentru a sugera că esenţa chimică a acestei roci corespunde unui amestec de piroxen şi olivină.

Aşadar, punctul de vedere modern este că la originea tuturor ciclurilor magmatice de pe Pământ a stat protolitul pyrolitic. El este sistemul petrografic cel mai vechi al planetei şi, în raport cu acesta, toate celelalte roci, fie ele magmatice, metamorfice sau sedimentare, sunt mai noi. În primele etape de evoluţie geologică a Pământului, anatexia a afectat exclusiv pyrolitul,

pentru că celelalte tipuri de roci nu existau. Ulterior, în procesul de topire parţială, au fost antrenate şi sistemele petrografice diferenţiate, astfel încât, în zilele noastre, magmele se pot forma deopotrivă din mase de roci primordiale, ca şi din numeroase alte roci mai tinere.

## 4.2. CAUZELE TOPIRII ROCILOR.

Rocile se pot topi din mai multe cauze:

- încălzirea mai mult sau mai puţin izobară;
- încălzirea prin afundare;
- depresurizarea mai mult sau mai puţin adiabatică;
- scăderea temperaturii de topire prin metasomatoză sau prin hidratarea rocilor "uscate";
- impact meteoritic.

### 4.2.1. Încălzirea izobară

Există mai multe cauze care pot determina o încălzire izobară a unei roci:

- Prezenţa în apropierea rocii a unei magme. Acest proces, comentat deja la capitolul "Asimilarea magmelor", explică cel mult cum o magmă preexistentă poate determina apariţia altei magme.
- Declanşarea în rocă sau în sistemul mineral învecinat, a unei reacţii chimice puternic exotermă. Fenomenul este posibil, de exemplu, în condiţiile de suprafaţă ale crustei, unde au loc reacţii naturale de ardere a cărbunilor de pământ, realizându-se uneori topirea rocilor argiloase şi a gresiilor. Deşi pe o astfel de cale apar uneori lichide silicatice, cei mai mulţi petrologi ignoră totuşi acest proces, dat fiind amploarea redusă a fenomenului.
- Dezintegrarea elementelor radioactive. Sursa radiogenă în rocile granitice permite degajarea unei călduri medii de aproximativ $2.2 \times 10^{-13}$ cal/g sec. (sau $6 \times 10^{-13}$ cal/cm$^3$ sec), iar în meteoritul silicatic (probabil şi în pyrolit) de $\approx 1 \times 10^{-15}$ cal/g sec . Într-o rocă bazaltică, sursa radiogenă medie este de circa şapte ori mai mică decât în granit. Teoretic, dacă un corp de granit, cu o sursă radiogenă medie, ar fi complet izolat termic faţă de exterior, el s-ar putea autoîncălzi până la temperatura de topire în circa $8 \times 10^8$ ani, iar un bazalt, într-un timp de şapte ori mai mare. Condiţia de izolare termică nu poate fi asigurată în natură. Totuşi, se poate accepta că, în interiorul unui corp petrografic cu sursă radiogenă, se pot crea condiţii de încălzire radiogenă şi, în acest caz, temperatura maximă atinsă este direct proporţională cu

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

dimensiunea corpului. Corpurile de ordinul miilor de $km^3$ ar putea, deci, să se autoîncălzească în zonele centrale până la topire. (Probabilitatea autotopirii creşte apreciabil în zonele care au concentraţii locale de substanţe radioactive.)

- Deformarea penetrativă a rocilor în zonele de forfecare. Este ştiut de mult timp că, pe suprafeţele unor falii, apar oglinzi de fricţiune ca urmare a topirii rocii faliate. În zonele de forfecare cu extindere regională, cea mai mare parte din energia de frecare se converteşte în căldură. În lungul unui plan de forfecare, de-a lungul căruia componentele se deplasează unele faţă de altele cu viteza v, la un stress de forfecare, r, căldura de forfecare este:

$$q = r \cdot v \ .$$

Cunoscând densitatea, ρ, a rocii forfecate, căldură specifică, $c_p$, şi timpul cât durează deplasarea cu viteza v, se poate deduce creşterea temperaturii rocii (Sibson, 1977; Sprey, 1984):

$$\Delta T = T - T_0 = \frac{q}{\rho c_p}\left(\frac{t}{\pi k}\right)^{\frac{1}{2}} \ ,$$

unde $T_0$ este temperatura iniţială, iar k este constanta de difuzie termică a sistemului petrografic dat. Dacă $T = T_0 + \Delta T$ este mai mare decât temperatura solidus a rocii forfecate ($T_s^R$), atunci roca se topeşte.

Un calcul estimativ arată că în zonele de forfecare de lungă durată (de ordinul a peste $10^3$ ani), cu viteze de peste 8 cm/an, pot fi generate creşteri de temperatură suficient de mari pentru ca unele din rocile cunoscute să se topească parţial, chiar şi în condiţii de suprafaţă. Şansa de topire a rocilor, ca urmare a forfecării, creşte însă cu adâncimea, deoarece creşte temperatura $T_0$, ca urmare a gradientului geotermic vertical.

## 4.2.2. Încălzirea prin afundare

Este un proces de importanţă majoră pentru declanşarea topirii rocilor la scară regională. Prin afundarea unui sistem petrografic temperatura şi presiunea cresc simultan. Există două extreme posibile:

a. afundarea adiabatică, în esenţă o afundare rapidă, care nu permite schimbul de căldură între roca afundată şi mediu. În acest caz, temperatura rocii creşte doar atât cât îi permite gradientul adiabatic (de ordinul a zecimilor de grad/km).
b. la extrema opusă este afundarea pe gradientul geotermic vertical. Este o afundare lentă, care permite echilibrarea termică continuă a rocii cu mediul înconjurător. La orice adâncime roca afundată va avea temperatura permisă de gradientul geotermic local.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Afundările adiabatice, în eventualitatea că sunt posibile, de regulă, nu aduc rocile la temperaturile de fuziune. În schimb, afundarea pe gradient poate determina topirea unor roci, dacă deplasarea pe verticală a acestor roci este suficient de mare.

Afundarea rapidă, urmată de o lungă perioadă de relaxare termică (adaptarea rocii la condiția de gradient), poate, de asemenea, să conducă la topiri (fig. 4.2.).

Afundările de mari amplitudini, pe zeci și chiar sute de km adâncime, sunt astăzi aproape în unanimitate admise ca fiind o caracteristică generală a zonelor de convergență a plăcilor tectonice (zonele de subducție).

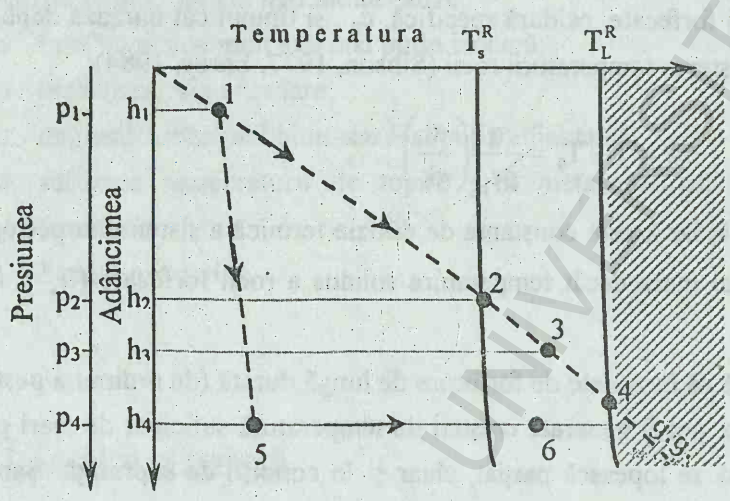



**Fig. 4.2.** – Topirea rocii prin afundare. Cifrele 1, 2, 3 și 4 arată condițiile T, P ale rocii la adâncimile corespunzătoare $h_1$, $h_2$, $h_3$, $h_4$, în timpul afundării foarte lente. La $h_2$ se intră în condiția de topire parțială; la $h_3$ roca este parțial topită, iar la $h_4$ este complet topită. ($T_s^R$ și $T_L^R$ - temperaturile solidus și liquidus ale rocii). Cifra 5 arată condiția rocii la $h_4$, în cazul unei afundări rapide, după care urmează relaxarea termică (prin încălzire izobară) până în punctul 6, când roca începe să se topească.

## 4.2.3. Depresurizarea

Rocile din manta, aflate la temperaturi mari, dar care rămân totuși solide din cauza presiunilor enorme, se pot topi, dacă sunt antrenate într-un proces de depresurizare.

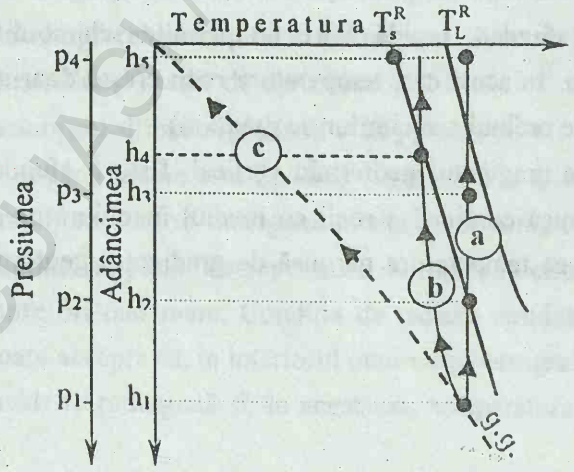



**Fig. 4.3.** – Topirea prin depresurizare a unei roci care provine de la mare adâncime ($h_1$).

a. Depresurizare rapidă: $h_2$ – adâncimea de debut a topirii; $h_3$ – adâncimea de topire avansată; $h_5$ – adâncime de topire totală.
b. Depresurizare relativ lentă: $h_4$ – adâncimea de debut a topirii; $h_5$ – adâncimea de topire parțială.
c. Depresurizare foarte lentă (ascensiune conform gradientului geotermic). Roca nu se topește.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Depresurizarea este asigurată, în manta, de mişcarea convectivă a masei solide, iar topirea se realizează pe ramura ascendentă a curentului convectiv. Adâncimea la care se realizează topirea depinde de: condiţia termobarică iniţială a rocii, de condiţia solidus a rocii şi de viteza de ascensiune (fig. 4.3.).

În eventualitatea că gradientul geotermic nu intersectează curba solidus a rocii, la nici o adâncime, atunci o ascensiune foarte lentă nu cauzează topirea rocii (calea c din fig. 4.3.). Dar dacă o astfel de intersecţie există, atunci topirea poate fi provocată chiar şi de ascensiunile foarte lente (fig. 4.4.).

Cele două poziţii relative ale temperaturilor solidus faţă de gradientul geotermic, respectiv cea din figura 4.3. şi ceea din figura 4.4., conduc la deosebiri marcante în cea ce priveşte efectul ascensiunii asupra gradului de topire. Astfel, în cazul din figura 4.3., gradul de topire creşte (sau poate să crească), pe măsură ce scade adâncimea. În schimb, în cazul din figura 4.4., topirea cauzată de ascensiunea lentă, poate trece cel mult printr-un maxim, în intervalul $h_1 - h_2$ , după care se intră din nou în condiţia subsolidus, când topitura trebuie să recristalizeze. De aceea, astfel de topituri, în cazul că apar, constituie sisteme magmatice mai mult sau mai puţin "captive" , în sensul că o eventuală ascensiune diapirică a sistemului magmatic îl scoate rapid din condiţia de stabilitate.

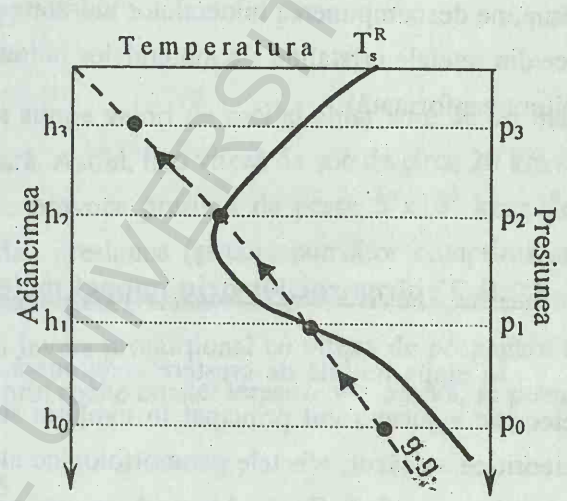



**Fig. 4.4.** – Topirea prin depresurizare a unei roci în timpul unei ascensiuni lente pe intervalul $h_0 - h_3$ , în cazul când gradientul geotermic vertical intersectează curba solidus a rocii. Între $h_0$ şi $h_1$ roca rămâne solidă. Între $h_1$ şi $h_2$ este topită parţial, iar de la $h_2$ în sus se revine la starea solidă.

## 4.2.4. Scăderea temperaturii de topire a rocilor greu fuzibile prin metasomatoză şi hidratare

În zonele adânci ale crustei terestre, dar mai ales în manta, pot exista mai multe tipuri de roci greu fuzibile, cum ar fi rocile bazice, în crustă, sau cele ultrabazice, în manta. Aceste roci pot exista în stare solidă chiar şi la temperaturi de peste 1000°C. Dacă , printr-un proces de metasomatoză, astfel de roci se îmbogăţesc în componenţi minerali uşor fuzibili, de pildă creşte proporţia de alcalii şi silice, ele se pot topi izoterm şi izobar, prin simpla schimbare a chimismului global. Altfel spus, ori de câte ori metasomatoza transformă o rocă refractară într-o

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

alta uşor fuzibilă, la temperaturi înalte, se creează automat şi posibilitatea topirii rocii, fără ca temperatura sau presiunea să se modifice. Astfel de procese sunt din ce în ce mai des invocate, în ultimul timp, mai ales pentru a explica topirea rocilor ultrabazice din manta.

Apa este una din substanţele a cărei prezenţă poate să scadă temperatura de topire a rocilor chiar şi cu câteva sute de grade. Hidratarea rocilor anhidre aflate la mari adâncimi este, deci, o cauză foarte eficientă a topirii parţiale a acestora. În cele mai multe situaţii, pătrunderea apei în sistemul petrografic anhidru determină mai întâi reacţii de hidratare a mineralelor preexistente, cum ar fi, de pildă, formarea amfibolilor şi micelor negre pe seama mineralelor mafice anhidre din peridotite. Ulterior are loc aşa numita "topire prin deshidratare", care presupune descompunerea mineralelor hidratate simultan cu topirea parţială, moment în care apa trece din reţelele cristaline ale mineralelor hidratate în topitura silicatică (apa se solubilizează în topitura neoformată).

### 4.2.5. Topirea rocilor prin impact meteoritic

În etapa iniţială de creştere acreţionară a planetelor (~ 4 x $10^9$ ani în urmă), impactul meteoritic a jucat rolul principal în evoluţia substanţei minerale. Ulterior, frecvenţa căderilor meteoritice a scăzut, efectele geomorfologice ale acestora rămânând evidente doar pe corpurile lipsite de atmosferă (Luna, Mercur) sau pe cele cu atmosferă rarefiată (Marte). Pe Pământ, datorită proceselor intense exogene şi endogene, geomorfologia primară generată prin impactul meteoritic a fost, în general, ştearsă şi doar în puţine locuri se mai păstrează cratere meteoritice de dată mai recentă. Examinarea atentă a acestor cratere, din punct de vedere petrografic, a dus la concluzia că şocul meteoritic pe care l-a suferit litosfera terestră a cauzat profunde transformări în sistemele petrografice. Simultan cu formarea craterului, rocile impactate suferă diverse transformări mai importante şi oarecum redate în ordinea intensităţii, fiind: fisurarea şi zdrobirea, transformări polimorfe ale mineralelor, topirea şi evaporarea fazelor minerale. Reacţiile chimice dintre minerale, transportul balistic şi amestecul mecanic al fragmentelor meteoritice cu cele aparţinând rocilor impactate sunt, de asemenea, procese posibile şi uneori cu implicaţii petrogenetice majore.

Cauza ultimă a acestor procese este unda de şoc. De la punctul de impact, în corpul ţintei (sistemul impactat) se împrăştie unde de şoc semisferice, sub acţiunea cărora substanţa se comprimă şi se încălzeşte adiabatic (unda de şoc se propagă şi în corpul meteoritului, spre polul opus punctului de impact, suferind fenomenul de reflexie şi reîntoarcere, astfel că unul şi acelaşi punct din corpul meteoritic este de două ori afectat). La viteze de şoc de 3.5 – 4 km/sec. , creşterea presiunii în unda de şoc, în punctul de impact, poate atinge 500 kbar, iar la 20 km/sec., depăşeşte 5 x $10^3$ kbar. Valoarea presiunii în unda de şoc (exprimată în kbar) poate fi estimată cu ajutorul următoarei formule empirice:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$$P \approx \frac{0.2E^{0.9}}{z^{2.7}} ,$$

unde E este energia de impact (exprimată în $M_T = 4.2 \times 10^{22}$ ergi), iar z este distanța față de punctul de impact (exprimată în km).

Energia de impact poate fi estimată, la rândul ei, printr-o altă formulă empirică, pe baza diametrului, D, al craterului de impact:

$$E \approx 2.4(g/g_0)^{0.4} D^{3.4} ,$$

unde E = energia (exprimată în $M_T$), g = accelerația gravitațională, la suprafața planetei impactate (în m/s), $g_0$ = accelerația gravitațională a Pământului (9.8 $m/s^2$). La craterele de pe suprafața Pământului, relația se simplifică la forma:

$$E \approx 6 \cdot D^{3.4} .$$

În punctul de impact, presiunile de șoc pot atinge valori de zeci și chiar sute de ori mai mari decât presiunile normale din mantaua superioară. Astfel, la o viteză de șoc de circa 20 km/s, chiar și un meteorit de câteva zeci de tone poate provoca presiuni de peste 5 $x10^3$ kbar. În momentul trecerii undei de șoc printr-un punct dat, presiunea (și corespunzător comprimarea substanței) crește brusc, după care revine la valoarea inițială (relaxare). Timpul $\Delta t$ de revenire (în secunde) este proporțional cu distanța z (în km) și invers proporțional cu viteza de propagare a undei (în km/s). Luând viteza medie de propagare prin rocile crustei terestre, v = 5km/s, se poate estima:

$$\Delta t = z/5 .$$

La fenomenele de impact ce generează cratere cu diametre de circa 100 km, pe un front al undei de șoc de aproximativ 300 kbar, timpul de revenire poate dura câteva secunde.

În spatele undei de șoc, substanța se relaxează și deci, la orice impact, unda de șoc este succedată de o undă de decomprimare (de relaxare), care, uneori, poate fi însoțită de fragmentarea solidelor.

Ceea mai mare parte din energia cinetică a meteoritului se transformă în energie calorică, ducând la creșterea rapidă a temperaturii. Numai o mică parte rămâne sub formă de energie cinetică (cea a maselor expulzate din crater), sau sub formă de energie elastică, înmagazinată în cristalele comprimate. S-a estimat, de pildă, că la o viteză de 15 km/s, circa 93% din întreaga energie cinetică a unui meteorit contribuie la încălzirea rocii (dintre care circa 60% este energia calorică determinată de energia adiabatică, prin comprimare, iar 33% este determinată de frecare, prin zdrobire și deformare plastică).

Încălzirea rocilor în timpul șocurilor meteoritice poate determina nu numai topirea, dar chiar și evaporarea acestora. Încălzirea, determinată în special de frecare și deformare, este răspunzătoare de topirea parțială a fragmentelor din breciile de șoc. În acest caz, topirea este localizată doar la suprafața blocurilor sau cristalelor din brecia de șoc. O topire cât de cât evidentă prin acest mecanism, apare doar la presiuni de 200 – 300 kbar.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Topirea cauzată de relaxare este mult mai accentuată. Topirea de acest gen poate fi selectivă sau integrală, funcţie de presiunea undei de şoc. De pildă, s-a observat experimental că, într-un bazalt alcătuit predominant din plagioclaz şi piroxen, există o ordine de topire, după cum urmează: la un şoc de 400 – 600 kbar se topeşte parţial doar plagioclazul; la un şoc de 600 – 800 kbar, are loc topirea parţială şi simultană a plagioclazului şi piroxenului, pe când topirea integrală are loc la o presiune de şoc de 800 – 1000 kbar. De remarcat că, la relaxare, căldura se eliberează în interiorul fiecărui cristal în parte, iar cantitatea de căldură creşte proporţional cu compresibilitatea cristalelor. De aici rezultă că temperaturile diferă de la un mineral la altul, funcţie de compresibilitatea acestora, chiar dacă toate au fost afectate de aceeaşi undă de şoc. Aceasta facc ca topirea rocilor poliminerale, sub influenţa undei de şoc, să fie principial diferită de anatexia obişnuită a rocilor. La topirea prin şoc, prima topitură nu corespunde unui eutectic (de pildă, eutecticului granitic), ci compoziţiei acelui mineral care are cea mai mare compresibilitate din toată asociaţia minerală impactată. Mineralele specifice bazaltelor (gabbrourilor), care reprezintă roca dominantă a crustei lunare, sunt – în ordinea crescătoare a compresibilităţii: olivină → piroxen → plagioclaz. Şocurile meteoritice repetate la care au fost supuse aceste roci au putut genera, în primul rând, magme plagioclazice şi nu eutectice triminerale, cum ar fi trebuit să apară în cazul unei încălziri lente. Acestea ar putea fi una din cauzele anortozitelor (roci plagioclazice aproape monominerale), atât de răspândite pe "continentele" lunare.

Nici ordinea de topire a rocilor nu se mai respectă. Astfel, observaţiile asupra craterelor de impact terestre au relevat faptul că, pe rocile holocristaline (în special cele plutonice) sărace în apă, topitura de şoc este mai abundentă decât pe rocile sedimentare bogate în apă. Aceasta arată că rocile anhidre se topesc mai uşor decât cele "umede", exact invers ca în cazul topirilor cauzate de încălzirile normale. Fenomenul ar putea avea două cauze:

- în rocile sedimentare, prin impact, se eliberează de regulă multe gaze, care se împrăştie exploziv, antrenând o mare parte din topitură, sub formă de picături, alcătuind "praful" sau "norul" de impact. Picăturile de topitură reacţionează cu gazele, iar după sedimentare dispar definitiv prin procesele de diageneză specifice suprafeţei terestre.
- o cantitate apreciabilă din căldura de impact se consumă prin evaporarea apei libere, relativ abundentă în rocile sedimentare (căldura de evaporare a apei este de circa 540 cal/g).

Spre deosebire de magmele terestre obişnuite, generate în zonele adânci ale litosferei, magmele de impact au temperaturi mult mai ridicate. În magmele de impact apărute pe Pământ, xenolitele de cuarţ şi zircon – substanţe minerale cu refractaritate înaltă – s-au topit parţial şi chiar integral, atestând temperaturi de cel puţin 1800 – 1850°C (temperatura magmelor obişnuite din vulcanii actuali nu depăşeşte 1300°C). Datorită acestor temperaturi foarte mari au loc procese specifice, ca de exemplu reducerea fierului până la starea zerovalentă şi apariţia fierului nativ (datorită evaporării oxigenului din magnetit), sau disocierea totală a structurilor silicatice

prin depuntarea oxigenului. Mai mult decât atât, în zona undelor de şoc cu presiuni de ordinul a 1000 – 2000 kbar, temperaturile depăşesc cu mult 2000°C, evaporarea putând fi chiar totală.

Toate substanţele petrogenetice considerate greu volatile, fie ele metalice sau nemetalice, se pot evapora integral la temperaturi de 2500 - 3000°C. Însă, la temperaturi cuprinse între 1300 – 2500°C topiturile intră într-un proces de evaporare selectivă. Experimental s-a observat că, la 1300 - 1600°C, din topitura bazaltului se evaporă relativ uşor alcaliile, fierul şi siliciul, iar la peste 1600°C se evaporă inclusiv magneziu, aluminiu şi calciu. Seria volatilităţii relative a elementelor din magma bazaltică este:

$$K > Na > Fe > Si > Mg > Al > Ca > Ti ,$$

iar pentru o magmă granitică:

$$Na > K > Fe > Si > Al \ .$$

Efectele evaporării selective sunt ceva mai bine cunoscute pe Lună. Regolitul lunar şi în special fracţiunile sticloase ale acestuia, sunt sărăcite simţitor în alcalii, uneori în fier şi silice, comparativ cu rocile silicatice (gabbrouri, bazalte, anortozite) din care au provenit prin impact. În particulele de sticlă din acest regolit, pierderea sodiului depăşeşte 90%, iar a silicei este în jur de 30%, faţă de conţinutul iniţial (aceasta ar fi o explicaţie plauzibilă a îmbogăţirii considerabile în anortit a plagioclazilor care au cristalizat din topiturile de impact de pe Lună).

Astăzi nu putem aprecia cu exactitate ponderea magmelor de impact pe planeta noastră. Este cert că majoritatea covârşitoare a magmelor recente sunt de origine endogenă. Dar nu acelaşi lucru se poate spune despre magmele foarte vechi. Nu este exclus ca unele corpuri magmatice premezozoice, rezultate prin impact, să fie acoperite de sedimente mai tinere, ori să fi fost profund modificate prin procese metamorfice sau diagenetice.

## 4.3. ANATEXIA ÎN MANTA

### 4.3.1. Structura seismică a mantalei terestre

Mantaua este acea parte a Pământului cuprinsă între discontinuitatea Moho, de la baza crustei şi discontinuitatea seismică de la adâncimea de circa 2900 km. Discontinuitatea Moho este amplasată la aproximativ 6 – 8 km adâncime, sub fundul oceanelor terestre şi la adâncimi cuprinse între 30 – 70 km, sub continent. Trecerea de la crustă la manta este marcată de schimbarea rapidă a vitezelor de propagare a undelor seismice, de la valori relativ mici, specifice crustei, la aproximativ 8.1 km/s (pentru undele longitudinale) şi aproximativ 4.5 km/s (pentru undele transversale).

Din prelucrarea a mii de seismograme, s-a ajuns la concluzia că, imediat sub Moho, vitezele de propagare a undelor longitudinale, ($v_p$), variază local de la circa 7.8 până la circa 8.3 km/s. Apoi vitezele cresc proporţional cu adâncimea, astfel încât, la baza mantalei ajung la valori

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

14 km/s. Cea mai importantă constatare este, însă, faptul că vitezele undelor seismice nu cresc uniform cu adâncimea. Există două salturi marcante de viteze, la 400 şi la 600 km adâncime. Aceste două discontinuităţi separă mantaua în regiuni majore:

- mantaua superioară, între Moho şi 400 km;
- zona de tranziţie, între 400 şi 600 km;
- mantaua inferioară, între 600 km şi nucleul terestru.

În mantaua superioară sunt marcate şi alte discontinuităţi, de mică amplitudine (fig. 4.5.).

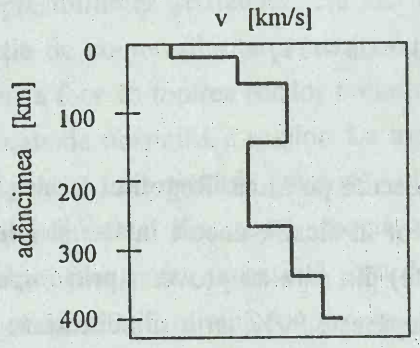



**Fig. 4.5.** – Viteza de propagare a undelor transversale sub Scutul Canadian (după Brune şi Dorman, 1963)

Cea mai frapantă discontinuitate din mantaua superioară este cea cuprinsă între aproximativ 60 – 250 km, numită şi zonă de încetinire a vitezelor, sau ASTENOSFERĂ. Aici, viteza undelor transversale ($v_s$), la început descreşte cu creşterea adâncimii, până la un minim, după care începe să crească din nou. Viteza undelor longitudinale, în astenosferă, este mai puţin deviată de la valorile normale.

Viteza unei unde elastice, care traversează un mediu elastic izotrop, este determinată de densitatea ($\rho$) a mediului şi de două constante de elasticitate: k – constanta de incompresibilitate [sau modulul global $= \rho\left(\frac{dP}{d\rho}\right)_T$ ] şi $\mu$ - constanta de rigiditate (raportul dintre stress-ul de forfecare şi streinul de forfecare corespunzător).

Viteza undelor longitudinale este dată de relaţia:

$$v_p = \left(\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}},$$

iar viteza undelor transversale de relaţia:

$$v_s = \left(\frac{\mu}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}}.$$

De unde rezultă:

$$v_p^2 - \frac{4}{3}v_s^2 = \frac{k}{\rho}.$$

Aceste relaţii ne arată că există o corelaţie sigură între viteza de propagare a undelor seismice în manta şi densitatea mantalei. De aceea, toate discontinuităţile seismice majore din manta sunt interpretate ca marcând salturi în densitatea materiei. De exemplu, discontinuitatea Moho este îndeobşte acceptată ca fiind cauzată de o variaţie rapidă a densităţii cu adâncimea, de

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

la circa 2.9 – 3.0 g/cm$^3$, în partea superioară a discontinuității, la 3.3 – 3.4 g/cm$^3$, în partea inferioară.

Astenosfera, spre deosebire de Moho și celelalte zone de discontinuitate seismică, este, din acest punct de vedere, mai controversată. Potrivit unor modele teoretice, încetinirea vitezelor undelor seismice ar fi cauzată de micșorarea, cu adâncimea, a densității materiei, pe măsură ce se trece de la partea superioară la zona centrală a astenosferei. Conform altor modele, în astenosferă, densitatea rămâne constantă sau crește ușor cu adâncimea. Descreșterea valorilor $v_p$ și $v_s$ ar putea fi, teoretic, determinată de o creștere mai rapidă a temperaturii cu adâncimea, cu alte cuvinte, în astenosferă ar exista un gradient geotermic vertical mai mare decât cel existent în zonele de deasupra și de dedesubt. Deoarece efectele temperaturii și presiunii asupra undelor seismice sunt opuse, se estimează că un gradient termic vertical de 20°/km ar putea anula efectul gradientului baric (aproximativ 0.3 kbar/km) asupra vitezei $v_p$, iar un gradient de 8 – 18 °/km ar putea anula efectul presiunii asupra vitezei $v_s$. Materia din astenosferă are, totuși, și o altă proprietate care, din punct de vedere fizic, o deosebește de restul materiei din manta și anume, ea are capacitatea de a se deforma plastic relativ ușor, adică are capacitatea de a curge la gradienți relativ mici, ceea ce corespunde unei vâscozități de ordinul a $10^{22}$ g/cm s. Este, de asemenea, de luat în considerație și faptul că, în astenosferă, unda seismică transversală este mult mai puternic afectată decât cea longitudinală, ceea ce duce la concluzia că materia din astenosferă se deosebește de materia din manta, nu atât prin densitate, cât printr-o rigiditate mai redusă.

### 4.3.2. Compoziția petrografică a mantalei superioare

Vitezele undelor seismice, coroborate cu alte observații de natură petrologică și geochimică, restrâng posibilitățile compoziționale ale mantalei superioare (imediat sub Moho) la o anumită combinație de olivină, piroxen, granat și câteva alte specii minerale (spineli, mice, amfiboli etc.). Practic, două tipuri petrografice ar putea să aibă o astfel de compoziție mineralogică: ultramafitele peridotitice (cu densitatea între 3.25 – 3.40 g/cm$^3$) și eclogitele (cu densitate între 3.4 – 3.6 g/cm$^3$). Primele sunt în esență o asociație de olivină și piroxen, pe când eclogitele, o asociație predominant granat-piroxenică. Între cele două tipuri petrografice nu se cunoaște o tranziție naturală gradată. Chiar dacă ar exista un tip petrografic intermediar între eclogit și peridotit, acesta trebuie să fie foarte rar în natură (așa numitele ultramafite cu granat sunt mult mai apropiate de peridotite decât de eclogite, deși sunt varietăți mai aluminoase de peridotite). De aceea, pentru compoziția petrografică a mantalei superioare, se pot emite trei modele:

- compoziție predominant eclogitică;
- compoziție predominant peridotitică;
- compoziție petrografică mixtă, eclogito-peridotitică.

BCU "I. CENTRAL UNIVERSITARA LIBRARY

Ringwood (1956, 1975) a analizat toate datele cunoscute până la acea vreme, pentru a alege între modelul eclogitic şi cel peridotitic, criteriile de discriminare fiind:

1. coeficientul Poisson al rocilor din manta, dedus din raportul $v_p/v_s$;
2. anizotropia de propagare a undelor seismice în mantaua superioară, evidenţiată de Hess (1964) , (care trebuie să fie cauzată de existenţa orientării preferenţiale a unor cristale anizotrope, în spaţii imense ale mantalei);
3. densităţile rocilor din manta, deduse din alte considerente decât cele provenite din viteza de propagare a undelor seismice;
4. compoziţia petrografică a xenolitelor existente în acele magme bazice generate sigur în manta (kimberlite, bazalte alcaline şi nefelinite);
5. compoziţia petrografică a complexelor ofiolitice şi a corpurilor de peridotite alpine, considerate a fi părţi din mantaua superioară aduse la zi prin procese tectonice;
6. observaţii experimentale asupra domeniului termobaric de stabilitate a eclogitelor in sistemele bazice anhidre;
7. compoziţia chimică globală a magmelor bazaltice şi a altor magme, sigur generate în manta;
8. observaţii de natură geochimică.

Concluzia lui Ringwood este că mantaua superioară este eterogenă din punct de vedere petrografic, având o oarecare zonalitate pe verticală (fig. 4.6.). În orizonturile cele mai superioare ale mantalei predomină rocile peridotitice (harzburgite şi lherzolite), pe locul secund fiind eclogitele. În orizonturile mai profunde predomină **pyrolitele**. Spre deosebire de peridotitele alpine şi cele ale complexelor ofiolitice, pyrolitul este un peridotit relativ bogat în Al, Na şi K. În virtutea acestei diferenţe, din pyrolit poate rezulta o magmă bazaltică, prin topire parţială, pe când din peridotitul clasic, nu poate rezulta. De aceea, pyrolitul este considerat a fi o rocă "fertilă", iar peridotitul, rocă "sterilă". Peridotitele din orizonturile superioare ale mantalei sunt, deci, concepute de Ringwood ca fiind restitele anatectice ale protolitului pyrolitic, iar corpurile de eclogite, ca fiind magmele bazaltice consolidate chiar în manta.

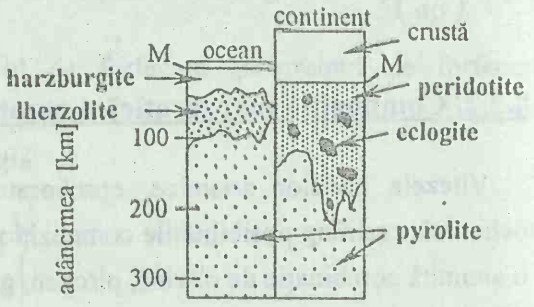


Fig. 4.6. – Zonalitatea petrografică a mantalei superioare (după Ringwood, 1966)

Punctul de vedere al lui Ringwood este, în general, admis de petrologia modernă. Toţi petrologii acceptă că în mantaua superioară există predominant o rocă peridotitică "fertilă", având ca suport mineralogic silicaţii magnezieni şi calco-magnezieni, din grupul olivinelor şi al piroxenilor, la care însă trebuie adăugată neapărat prezenţa unei faze minerale aluminoase, adică o fază minerală sensibil mai bogată în aluminiu decât piroxenii peridotitelor alpine. După natura fazei aluminoase, mantaua superioară se poate diviza în câteva orizonturi:

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1. Orizontul plagioclazic, format, în esență, din olivină + ortopiroxen + clinopiroxen + plagioclaz ± spinel. Roca ar putea fi numită fie lherzolit cu plagioclaz, fie pyrolit plagioclazic. Acesta este orizontul cel mai superior al mantalei, adâncimea maxim posibilă a sa fiind la circa 30 km. Peste această adâncime, plagioclazul dispare (prin transformarea albitului în jadeit + cuarț).
2. Orizontul spinelic. Faza aluminoasă specifică este spinelul $MgAlO_4$ (și nu spinelul cromifer). Roca ar putea fi numită lherzolit spinelic sau pyrolit spinelic. La adâncimi de circa 75 km, spinelul dispare, prin reacția cu silicații magnezieni, când se formează granatul piropic.
3. Orizontul cu granat, format, în esență, din olivină, piroxeni și granat piropic. Acesta se dezvoltă de la 75 km în jos, până la adâncimi care pot depăși 250 km. Compoziția modală medie a pyrolitului cu granat, estimată din compoziția mineralogică medie a xenolitelor (nodulilor) peridotitice din kimberlite, ar arăta în felul următor:
   - olivină 63%
   - ortopiroxen 30%
   - granat 5%
   - clinopiroxen 2%.

Această imagine compozițională a mantalei superioare trebuie, totuși, luată doar ca un simplu reper și numai în ipoteza că mantaua este, practic, lipsită de substanțe volatile, ceea ce nu este adevărat. În numeroase locuri de pe glob și la intervale de timp foarte diferite, magmele generate în manta au antrenat spre suprafață noduli cu amfiboli, cu mice, cu carbonați sau cu diamant (cazul kimberlitelor), ceea ce ne determină să admitem existența în manta a substanțelor volatile aparținând sistemului O – H – C. O altă dovadă directă a prezenței substanțelor volatile în manta o constituie incluziunile fluide din cristalele olivinice sau cele piropice ale tuturor xenolitelor de proveniență mantalică.

Acceptarea apei în mantaua terestră este astăzi unanimă în lumea petrologilor și, pe măsură ce trece timpul, se aduc din ce în ce mai multe dovezi asupra posibilității existenței fazelor hidratate, mai ales în zona de tranziție.

Flogopitul și amfibolul sunt principalele faze hidratate ale mantalei, în orizonturile sale superioare. Flogopitul rezistă în manta până la presiuni care depășesc 100 kbar (corespunzător la 300 – 350 km adâncime), cu condiția ca în manta să existe o cantitate suficientă de $K_2O$. În prezența olivinei și piroxenilor, flogopitul se transformă în amfibol potasic (richterit potasic), iar acesta din urmă, la peste 120 kbar, trece într-o fază mafică hidroxilată (hidratată), numită "faza x" (Luth, 1997), o fază care nu are corespondent între silicații cunoscuți în litosferă. Hornblenda nepotasică (amfibolul obișnuit) este a doua fază mafică purtătoare de apă în manta, dar aceasta nu rezistă la presiuni mai mari de 30 – 35 kbar, astfel că ea poate fi întâlnită cel mult până la 100

BCU IASI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

– 120 km adâncime, după care ar trebui să se disocieze în apă liberă şi silicaţi anhidri (piroxeni şi olivină).

Olivina, piroxenii şi granaţii, cunoscute în general ca fiind minerale anhidre, pot solubiliza mici cantităţi de apă, la presiuni mari, fără să-şi modifice structurile specifice (Kohn, 1966). La presiuni foarte înalte, însă, în prezenţa apei, toţi aceşti silicaţi se transformă în faze hidratate: piropul hidroxilat, wadsleytul, silicaţii suprahidrataţi etc. Wadsleytul sau β-forsteritul, este o fază cu compoziţia forsteritului ($Mg_2SiO_4$), dar care este, de fapt, un sorosilicat (conţine unitatea structurală $Si_2O_7$). Acesta poate proveni fie din olivină, fie din clinopiroxenul magnezian:

$$\underset{\text{forsterit}}{Mg_2SiO_4} \rightarrow \underset{\text{wadsleyt}}{Mg_2SiO_4}$$

$$\underset{\text{clinopiroxen}}{Mg_2Si_2O_6} \rightarrow \underset{\text{wadsleyt}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{stishovit}}{SiO_2}$$

Prima reacţie se desfăşoară la 13 – 17 GPa (funcţie de temperatură), pe când cea de-a doua se poate desfăşura chiar şi la 4 – 6 GPa, în prezenţa fierului (Millan et. al, 1991). În prezenţa apei, wadsleytul devine hidratat, iar saturarea completă cu apă duce la formula: $Mg_7Si_4O_{14}(OH)_2$ . Dacă în manta este prezent hidrogenul, atunci, la adâncimi de peste 400 km, atât olivina, cât şi piroxenul magnezian trec în întregime în wadsleyt hidratat (Smith, 1994).

Silicaţii suprahidrataţi au fost descoperiţi experimental, succesiv, în decurs de câteva decenii, fiind, de asemenea, cunoscuţi şi ca silicaţi "alfabetici", deoarece au fost notaţi cu literele mari ale alfabetului latin: A, B, C, D, E, F, G, H. Ca exemplu poate fi dat silicatul suprahidratat B, cu formula: $Mg_{10}Si_3O_{14}(OH)_4$, stabil între 15 – 23 GPa, la temperaturi de 800 – 1400°C (Gasparik, 1990). Specificul fazelor alfabetice este capacitatea lor de a trece cu uşurinţă de la starea hidratată la cea anhidră, fie prin variaţiile de presiune, fie prin variaţia activităţii apei.

La fel ca şi apa, bioxidul de carbon poate fi depozitat şi el în faze solide, cele mai importante fiind carbonaţii. În condiţiile mantalei, carbonaţii se formează prin reacţia $CO_2$ cu piroxenii şi olivină. Iată trei din aceste reacţii posibile, probabil cele mai importante în manta:

- olivină + clinopiroxen + $CO_2$ = ortopiroxen + dolomit
- olivină + dolomit + $CO_2$ = piroxen + magnezit
- ortopiroxen + $CO_2$ = magnezit + $SiO_2$.

La temperaturile mantalei terestre, aceste reacţii sunt posibile doar la presiuni care depăşesc circa 15 – 20 kbar. Aceasta înseamnă că, până la adâncimile de circa 50 – 60 km, bioxidul de carbon nu poate fi depozitat în carbonaţi, ci doar în faze fluide, şi cel mai probabil se depozitează într-o fază volatilă policomponentă. Însă, în cea mai mare parte din manta se realizează, totuşi, condiţiile reacţiilor de carbonatare a silicaţilor, astfel încât se poate spune, cu siguranţă, că cea mai mare cantitate de $CO_2$ este depozitată în manta sub formă de carbonaţi.

BCU IAŞI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dintre aceştia, magnezitul rezistă cel puţin până la 12 GPa (adâncimi de circa 300 km), aşa cum rezultă din datele experimentale ale lui Canil şi Scarfe (1990).

### 4.3.3. Cauzele topirii parţiale a pyrolitului în condiţiile din manta

Pentru explicarea topirii parţiale a pyrolitului, două cauze mai importante au fost invocate:

i. scăderea temperaturii de topire a pyrolitului, ca urmare a prezenţei apei libere în manta;

ii. depresurizarea adiabatică, determinată de ridicarea spre suprafaţă a pyrolitului, pe ramurile ascendente ale curenţilor convectivi.

Ringwood (1975) comentează pe larg posibilitatea topirii parţiale a pyrolitului, ca urmare a prezenţei apei libere şi ajunge la concluzia că astenosfera ar putea fi o zonă în care materia

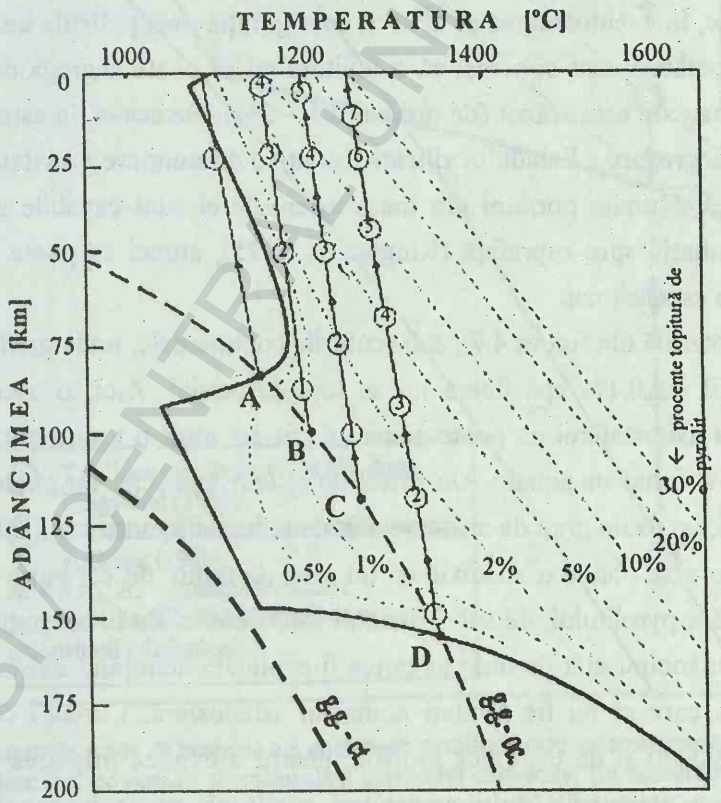



**Fig. 4.7.** – Relaţia posibilă între temperaturile de topire ale pyrolitului (o.1% $H_2O$) şi distribuţia temperaturii. (după Ringwood, 1975). Prin A, B, C, D sunt marcate adâncimile de desprindere ipotetică a materiei astenosferice, iar prin cifrele 1, 2, 3 ... sunt precizate condiţiile în care ar putea fi generate diferitele tipuri de magme. [g.g.-oc. = gradient geotermic oceanic; g.g.-ct. = gradient geotermic continental]

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

pyrolitică este parțial topită. Pyrolitul cu circa 0.1% apă liberă, în condițiile termice specifice unui gradient geotermic de tip oceanic, ar trebui să fie parțial topit, la adâncimi cuprinse între aproximativ 75 – 150 km (fig. 4.7.).

Prezența apei "libere" în intervalul 75 – 150 km (adică a apei care nu este încorporată în structura mineralelor cristaline) ar avea, după Ringwood, următoarea explicație: *Până la 75 – 150 km, apa este incorporată în amfiboli și flogopit. De la aceste adâncimi în jos, cele două minerale devin instabile, iar apa rămâne relativ liberă. Abia de la 150 km în jos apar silicații denși hidratați (piroxenii hidratați, granații hidratați și fazele silicaților suprahidratați), care obligă apa să intre din nou în structuri cristaline.*

O proporție de circa 1% lichid intergranular, rezultat prin topirea parțială, este suficientă pentru a explica micșorarea sensibilă a rigidității astenosferei. Nu este, însă, exclus ca, în astenosferă, să existe local un grad de anatexie mai ridicat, dacă gradientul geotermic este mai mare decât în figura 4.7. Invers, dacă gradientul geotermic este mai scăzut, așa cum este gradientul de sub scuturile continentale, pyrolitul este totalmente subsolidus și deci, la adâncimi specifice astenosferei, topitura silicatică lipsește. În locul ei ar putea să fie o soluție apoasă supracritică liberă; soluția apoasă ar putea contribui, de asemenea, la micșorarea rigidității materiei pyrolitice, în eventualitatea că ar avea configurația unei pelicule intergranulare.

Mulți cercetători sunt convinși că o topitură nu se poate segrega din sistemul anatectic, dacă gradul de anatexie este scăzut (de ordinul 0.5 – 2%). De aceea, în astenosfera statică, nu se poate vorbi de o segregare a lichidului silicatic, printr-o diferențiere gravitațională. Dacă, însă, se acceptă ipoteza că anumite porțiuni din masa astenosferei sunt capabile să se desprindă și să ascensioneze adiabatic spre suprafață (Ringwood, 1975), atunci se poate admite că gradul de anatexie crește cu ascensiunea.

Așa cum rezultă din figura 4.7., sub scuturile continentale, unde gradientul geotermic este mai mic, pyrolitul cu 0.1% apă liberă nu se topește parțial. Aici, o ascensiune adiabatică a mantalei din zona astenosferei nu poate genera decât cel mult o topire minoră a pyrolitului, cu cel mult 0.5 – 1% lichid magmatic. Un astfel de sistem anatectic nu poate fi totuși considerat realmente magmă, iar la un grad de anatexie atât de redus, diferențierea lichidului magmatic este imposibilă. Pentru a se obține o anatexie cu un grad de topire de cel puțin 5%, este necesară o ridicare adiabatică a pyrolitului, de sub orizontul astenosferic, de la cel puțin 250 km adâncime. O ridicare de la adâncimi atât de mari ar putea fi explicată admițând existența în manta a unor curenți convectivi care să nu fie limitați numai în astenosferă. Curenții convectivi din manta sunt, de altfel, invocați și de tectonica globală, pentru a explica mișcarea mecanică a maselor litosferice, la scară planetară. Mulți cercetători admit că mantaua, sub litosferă, prezintă o vâscozitate Newtoniană constantă și că ori de câte ori apar abateri de la gradientul geotermic adiabatic, se declanșază convecția. În principiu, se admite că, cel puțin până la 300 km adâncime, gradientul geotermic este sensibil diferit de cel adiabatic, acesta din urmă fiind de ordinul de mărime a 0.01 – 0.03°C/km. Dacă în manta există chiar și o infimă cantitate de elemente radioactive (K, U, Th etc.), apare în mod cert o abatere pozitivă față de gradientul adiabatic, pe

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

toată grosimea mantalei. De aceea, este destul de verosimilă ipoteza că, în manta, pot exista celule de convecție mai mari decât cele localizate în astenosferă. Ramurile ascendente ale acestor celule convective, de mare amplitudine pe verticală, pot traversa toate discontinuitățile seismice ale mantalei.

La adâncimi de 350 – 400 km, materia solidă a mantalei are, după toate probabilitățile, o

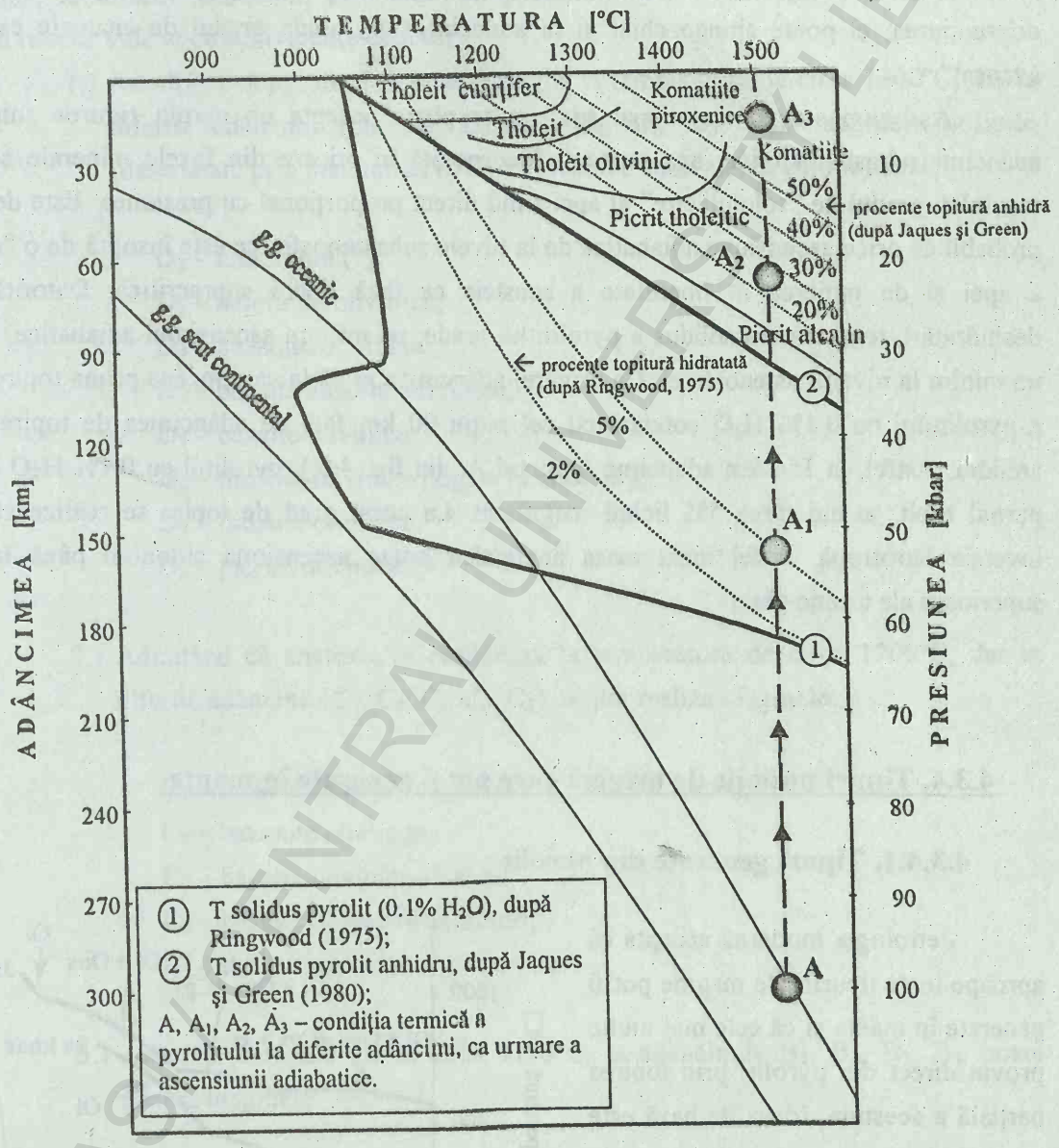



**Fig. 4.8.** – Diferitele grade de anatexie ale unei mase pyrolitice care ascensionează adiabatic de la 300 km adâncime, pe ramura ascensională a curentului convectiv. [În domeniul anatectic al pyrolitului anhidru sunt indicate magmele care au compoziția similară cu cea a lichidului anatectic, după Jaques și Green, 1980.]

temperatură de cel puțin 1500°C, indiferent de faptul că se află sub ocean sau sub continent. Ascensiunea adiabatică a pyrolitului de la o astfel de adâncime, determină anatexia nu numai a pyrolitului "hidratat" (cu 0.1% $H_2O$), dar chiar și a celui anhidru. În figura 4.8. este prezentată

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

evoluţia posibilă a unei mase pyrolitice care ascensionează de la o adâncime de 300 km, pe o ramură ascendentă a curentului convectiv. În ipoteza că pyrolitul este complet anhidru, el s-ar putea topi abia de la circa 90 km în sus şi ar putea atinge un grad de topire de circa 25%, la adâncimea de 60 km. La un grad de topire atât de avansat, sistemul anatectic devine un corp magmatic, în sensul propriu-zis al cuvântului, capabil să ascensioneze autonom în litosferă şi să se diferenţieze. În eventualitatea că ascensiunea autonomă a corpului este mai rapidă decât diferenţierea, el poate ajunge chiar şi la adâncimea $A_3$, unde gradul de anatexie este foarte avansat.

Aşa cum s-a comentat mai sus, nu se poate accepta un pyrolit riguros anhidru. La adâncimi subastenosferice, apa poate fi încorporată în oricare din fazele minerale solide ale mantalei, gradul de "solubilizare" al apei fiind direct proporţional cu presiunea. Este deci foarte probabil că orice ascensiune adiabatică de la nivele subastenosferice este însoţită de o "exoluţie" a apei şi de punerea în liberatate a acesteia ca fază liberă supracritică. Datorită acestei deshidratări, temperatura solidus a pyrolitului scade, pe măsura ascensiunii adiabatice, atingând un minim la nivelul astenosferei. Ca urmare, adâncimea reală la care începe prima topire parţială a pyrolitului cu 0.1% $H_2O$ coboară cu cel puţin 90 km faţă de adâncimea de topire în stare anhidră. Astfel, la 150 km adâncime (punctul $A_i$ din fig. 4.8.), pyrolitul cu 0.1% $H_2O$ este deja parţial topit, având circa 5% lichid magmatic. La acest grad de topire se realizează deja o inversie barotropă, astfel încât masa anatectică poate ascensiona autonom până în părţile superioare ale astenosferei.

## 4.3.4. Tipuri posibile de magmă care pot fi generate în manta

### 4.3.4.1. Tipuri generate din pyrolit

Petrologia modernă acceptă că aproape toate tipurile de magme pot fi generate în manta şi că cele mai multe provin direct din pyrolit, prin topirea parţială a acestuia. Ideea de bază este că lichidul magmatic format prin anatexia pyrolitului diferă compoziţional, funcţie de gradul de anatexie şi de adâncimea la care are loc anatexia. La acelaşi grad de anatexie, lichidul poate fi altul, dacă presiunea este alta (fig. 4.9). [Cauza

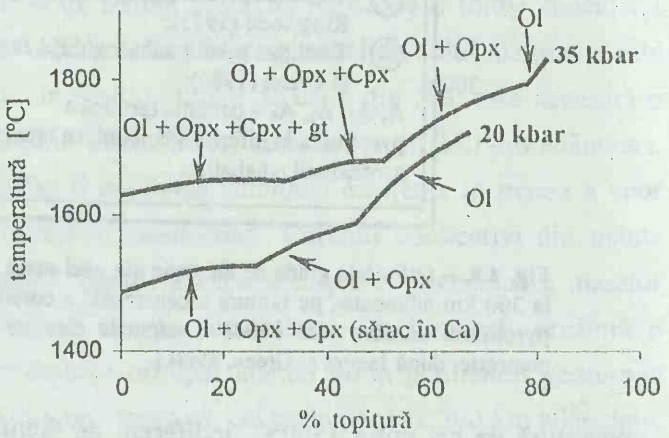



Fig. 4.9. – Proporţia fazei lichide la diferite temperaturi (sub $T_i$) rezultată prin anatexia unui lherzolit natural (după Mysen, 1977); [Ol = olivină, Opx = ortopiroxen, Cpx = clinopiroxen, gt = granat]

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

acestei condiţii este faptul că fazele cristaline care sunt în echilibru cu lichidul anatectic pot fi drastic modificate de presiune.] Prin urmare dacă, lichidul magmatic se diferenţiază spaţial de restitul cristalin, la presiune şi temperatură constante, atunci se formează o magmă a cărei compoziţie globală este, într-adevăr, dependentă de gradul de anatexie şi de adâncime. În figura 4.7. este exemplificat acest fapt, în ipoteza lui Ringwood, care arată ce tipuri de magmă s-ar putea forma, la diferite adâncimi, prin anatexia pyrolitului cu 0.1% $H_2O$ (desemnate prin denumirea rocilor vulcanice echivalente chimic):

1.) Admiţând că pyrolitul se topeşte parţial la temperatura de circa 1300°C, dar la diferite adâncimi ($D_1$, $D_2$, $D_3$, $D_4$, $D_5$, $D_6$, $D_7$, $D_8$), magmele posibile (desemnate prin denumirea rocilor vulcanice echivalente chimic) sunt:

$D_1$ – kimberlite (?);
$D_2$ – nefelinite olivinice;
$D_3$ – bazanite olivinice;
$D_4$ – bazalte alcaline olivinice;
$D_5$ – bazalte olivinice;
$D_6$ – tholeite olivinice bogate în aluminiu;
$D_7$ – tholeite olivinice;
$D_8$ – picrite olivinice.

2.) Admiţând că anatexia se realizează la temperatura de circa 1200°C, dar la diferite adâncimi ($C_1$, $C_2$, $C_3$, $C_4$, $C_5$), se pot realiza magmele:

$C_1$ – nefelinite olivinice;
$C_2$ – bazanite olivinice;
$C_3$ – bazalte olivinice alcaline;
$C_4$ – bazalte bogate în aluminiu;
$C_5$ – tholeite cu cuarţ.

3.) Anatexia care are loc la circa 1150°C, la adâncimile $B_1$, $B_2$, $B_3$, $B_4$, poate genera magmele:

$B_1$ – nefelinite olivinice;
$B_2$ – bazanite olivinice;
$B_3$ – bazalte alcaline bogate în aluminiu;
$B_4$ – tholeite cu cuarţ.

În figura 4.8. sunt, de asemenea, indicate tipurile posibile de magme care ar putea să se formeze pe seama anatexiei pyrolitului anhidru (după Jaques şi Green, 1980), funcţie de gradul

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

de anatexie şi de adâncimea la care are loc anatexia. La un grad de anatexie până la 50%, se pot forma: picrit alcalin, picrit tholeitic, bazalt olivinic alcalin, tholeit olivinic, tholeit, tholeit cuarţifer. La un grad de anatexie de peste 50%, se formează komatiitele, la presiuni înalte şi komatiitele piroxenice, la presiuni mici.

Între aceste tipuri de magme, cele komatiitice sunt cazuri de excepţie. Komatiitele sunt singurele roci vulcanice cu compoziţie ultrabazică cunoscute până în prezent – rocă vulcanică formată, practic, doar din minerale mafice anhidre (olivină şi piroxeni). Chimic, ele se definesc printr-un conţinut extrem de ridicat de MgO (~20%) şi un conţinut mult mai mic în aluminiu decât bazaltele. Aproape toate komtiitele tipice au vârstă Pre-Cambriană, ceea ce arată că erupţia lavelor komatiitice a fost un eveniment rar, absent în epocile geologice mai târzii. Din modul cum au fost intruse şi din reacţia exercitată asupra rocilor înconjurătoare, s-a ajuns la concluzia că magmele komatiitice au fost extrem de fluide (ceea ce, de altfel, este specific lichidelor ultrabazice) şi aveau temperaturi foarte înalte (1650°C), cu mult mai mari decât cele pe care le au lavele bazaltice actuale. Toate acestea sprijină ipoteza că magmele komatiitice sunt, de fapt, rocile ultrabazice ale mantalei aduse într-un grad foarte avansat de topire. Temperaturile de 1650°C sunt atinse în manta doar la adâncimi care depăşesc 300 km, ceea ce sugerează că numai o ascensiune de la astfel de adâncimi ar putea aduce roca peridotitică a mantalei într-un grad atât de avansat de topire.

### 4.3.4.2. Tipuri magmatice generate prin topirea eclogitelor

În mantaua superioară, eclogitele deţin, probabil, locul al doilea, după pyrolite, în ceea ce priveşte proporţia volumică. În condiţii anhidre, eclogitul aproape sigur nu se poate topi în manta, deoarece temperatura sa solidus este superioară condiţiilor termice oferite chiar şi de gradientul geotermic oceanic. În schimb, în prezenţa apei libere, temperatura de topire a eclogitului scade foarte repede cu conţinutul în apă. Astfel, la un conţinut de 5% $H_2O$, temperatura solidus a eclogitului, la 40 kbar, este de circa 790°C, iar temperatura liquidus, în jur de 1400°C (Green, 1982). Presiunile de 40 kbar se realizează în manta la circa 120 km, unde temperaturile estimate sunt undeva între 1100 – 1250°C. Aceasta înseamnă că materia eclogitică, cu 5% $H_2O$, ar trebui să fie într-o stare foarte avansată de topire (60 – 90%), la o adâncime de circa 120 km.

Între lipsa totală a topirii parţiale a eclogitului şi cea foarte avansată există, probabil, în manta o gamă continuă de posibilităţi, funcţie de conţinutul în apă. Pe de altă parte, la fel ca şi în cazul pyrolitelor, masele eclogitice care sunt antrenate în ascensiunea adiabatică de la adâncimi subastenosferice se pot, de asemenea, topi parţial, gradul de topire fiind cu atât mai mare, cu cât este mai mare adâncimea desprinderii adiabatice. Funcţie de gradul de topire, lichidele pot avea următoarele compoziţii:

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- compoziție bazaltică (la un grad de topire > 90%);
- compoziție andezitică ( la un grad de topire de aproximativ 50 – 90%);
- compoziție dacitică (la un grad de topire de aproximativ 30 – 50%);
- compoziție riolitică (la un grad de topire sub 30%).

Desigur, aceasta este doar o schemă orientativă, pentru că eclogitele s-ar putea să nu aibă o compoziție chimică globală identică şi cu siguranță nu au peste tot aceeaşi compoziție mineralogică, deoarece şi la eclogite compoziția minerală este influențată de presiune.

### 4.3.4.3. Tipuri de magme generate pe seama "peridotitelor potasice" şi a celor "potasic-carbonatice"

Prin termenul de "peridotite potasice" sunt desemnate acele mase peridotitice din manta care dețin o fază potasică în cantități relativ mari: flogopit, amfibolul potasic (richteritul), eventual "faza x". Topirea parțială a unei astfel de roci, teoretic, ar trebui să genereze un lichid magmatic în esență bazic, dar foarte bogat în $H_2O$ şi $K_2O$. Foarte apropiată de acest lichid este magma kimberlitică. Cea mai distinctivă trăsătură a magmelor kimberlitice, comparativ cu celelalte magme generate în manta, este tocmai acest conținut foarte ridicat de $K_2O$ şi de substanțe volatile ($H_2O$ şi $CO_2$). [Prezența $CO_2$ face pe unii autori să considere că în protolitul magmelor kimberlitice au existat şi carbonați, pe lângă fazele potasice.]

În magmele kimberlitice au fost indicate numeroase faze de presiune foarte înaltă, care atestă în mod cert generarea lor la mare adâncime. Printre acestea se numără diamantul, uneori cu incluziuni de granat majoritic (Moore et. al, 1991). Acest granat este, practic, o soluție mixtă granat-piroxen, care se poate forma la presiuni extrem de înalte, corespunzătoare intervalului de 200 – 480 km. Deoarece granatul devine instabil la 650 km adâncime, ne duce la concluzia că adâncimea de generare a magmelor kimberlitice trebuie să fie undeva în intervalul 200 – 650 km, adică în zona subastenosferică. Protolitul cel mai probabil al magmei kimberlitice se apropie de compoziția unui lherzolit cu granat, magnezit şi o fază potasică. Prin topirea parțială a unui astfel de protolit, carbonatul şi faza potasică intră în faza lichidă (topitură), în proporții care sunt sensibil influențate de gradul de topire, de presiune, dar şi de proporția relativă a carbonatului în protolit. Prin urmare, la locul de formare, lichidul magmatic poate fi predominant silicatic sau predominant carbonatic, însă, în ascensiunea spre suprafață, ca urmare a depresurizării, aproximativ sub 30 kbar, lichidul carbonatic devine instabil: *se disociază în $CO_2$ şi oxizii metalici (MgO, CaO), aceştia din urmă intrând în alcătuirea silicaților.* Disocierea lichidului carbonatic la adâncimile de circa 60 km, cu punerea în libertate a $CO_2$, este considerată una din cauzele erupției explozive a magmelor kimberlitice şi a formării diatremelor (corpuri conice, cu vârful în jos), în partea superioară a litosferei rigide.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Prin topirea parțială a peridotitelor potasice pot rezulta, probabil, nu numai kimberlitele, ci și toate celelalte magme bazice potasice. În principiu, se consideră a fi potasice acele magme relativ bogate în potasiu și cu raportul $K_2O$ / $Na_2O$ supraunitar (procente de greutate). Prin cristalizare, din aceste magme, se formează minerale potasice (ca leucit, sanidină, flogopit etc.), într-o proporție relativ ridicată. Majoritatea magmelor bazaltice sunt sărace în potasiu ($K_2O$ <1.1%) și cu raportul $K_2O/Na_2O$ subunitar. Prin contrast, magmele bazice potasice au $K_2O$ >1.1% și raportul $K_2O/Na_2O$ supraunitar. Acestea din urmă sunt extrem de variate în ce privește proporția celorlalți componenți: $SiO_2$ , CaO , $Al_2O_3$ , $Na_2O$ etc. și de aceea sunt desemnate prin numeroase denumiri, majoritatea fiind perimate (exemple: wolgidite, orendite, madupite, jumilite, cancalite, fortunite, katungite, ugandite, lamproite olivinice, shoshonite, vicoite, bazanite leucitice, leucitite etc.). Din cauza variabilității extreme este dificilă o clasificare simplă a acestor magme potasice. Dacă se iau, însă, în considerație oxizii $Na_2O$, CaO și $Al_2O_3$, toate aceste tipuri ar putea fi grupate în trei clase (Foley, 1992):

1. Magme relativ sărace în $Na_2O$, CaO și $Al_2O_3$ (comparativ cu bazaltele obișnuite). Din acestea se formează roci vulcanice lipsite de plagioclaz sau foarte sărace în plagioclaz. În schimb, sunt bogate în faze potasice (leucit, sanidină, flogopit sau biotit).
2. Magme potasice ultrabazice ($SiO_2$ < 42%), relativ bogate în CaO. Acestea conduc la formarea rocilor vulcanice cu melilit și leucit (sau chiar kalsilit).
3. Magme potasice relativ bogate în CaO ș $Na_2O$ – conduc la formarea rocilor cu plagioclaz și leucit, uneori cu sanidină.

Rocile din grupul 1 au fost numite LAMPROITE, cele din grupul 2 – KAMAFUGITE, iar cele din grupul 3 – PLAGIOLEUCITITE (Foley, 1992). Această simplificare este desigur de dorit, însă trebuie avut în vedere că este o clasificare a rocilor vulcanice, și nu neapărat a magmelor din care provin, deoarece din aceeași magmă pot rezulta compoziții minerale deosebite. În cazul de față, trebuie reținut că leucitul nu poate cristaliza decât la suprafață, iar biotitul nu poate cristaliza decât de la anumite adâncimi în jos. Ca urmare, rocile leucitice cu olivină pot fi echivalentul de suprafață al unor roci biotitice din adâncime.

În concluzie, reținem că, dacă în manta există roci peridotitice relativ bogate în potasiu, atunci este foarte probabil că, prin topirea parțială a acestora, rezultă lichide magmatice bazice potasice. Aceste magme pot conține, în procente variabile, componenta carbonatică, funcție de faptul dacă, înainte de topire, peridotitul a avut sau nu o fază carbonatică.

Pentru magmele kimberlitice este greu de presupus că ar mai putea avea și o altă origine decât topirea parțială a peridotitelor potasio-carbonatice, la adâncimi, probabil, subastenosferice. Celelalte tipuri de magme potasice se pot forma, probabil, și pe alte căi (diferențierea sau asimilarea altor tipuri de magme, Hall, 1996).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

### 4.3.4.4. Magme generate pe seama peridotitelor suprahidratate

Peridotitele aflate deasupra "planelor" Benioff, teoretic, ar putea să conţină $H_2O$ într-o proporţie mult mai mare decât acel 0.1%, cât este estimat pentru pyrolitul mediu. Sursa posibilă a apei o constituie reacţiile metamorfice de deshidratare care însoţesc afundarea plăcii subduse, pe "planul" Benioff. Din experienţele lui Mysen şi Boettcher (1975), topirea parţială a lherzolitului cu granat, în prezenţa unui exces de $H_2O$, la presiunea de 15 kbar, conduce la formarea unei topituri cu peste 84% plagioclaz normativ. Pe măsură ce creşte gradul de anatexie, conţinutul normativ al plagioclazului scade, în folosul maficelor. Aceste magme se deosebesc evident de cele bazaltice, fiind în esenţă magme andezitice. Prin urmare, topirea parţială a peridotitelor aluminoase, în exces de $H_2O$, poate conduce la o paletă foarte largă de magme andezitice, începând cu cele de compoziţie aproape anortozitică şi terminând cu cele de compoziţia andezitelor bazaltice. Magmele andezitice generate pe un astfel de peridotit, ar trebui să fie saturate în apă, spre deosebire de magmele andezitice generate pe eclogitele din manta, care ar trebui să fie nesaturate în apă sau chiar anhidre.

## 4.4. TOPIREA ROCILOR CRUSTALE

### 4.4.1. Compoziţia petrografică a crustei

Crusta terestră reprezintă partea solidă a Pământului situată deasupra suprafeţei de discontinuitate seismică Mohorovicic (Moho'). În general se admite că Moho nu este de fapt o suprafaţă, ci o zonă îngustă în care undele seismice longitudinale îşi schimbă repede viteza de la ~ 7 km/s până la ~ 8 km/s. Adâncimea "suprafeţei" Moho variază în diferite sectoare ale globului şi nu apare peste tot la fel de tranşantă.

Grosimea, structura seismică şi petrografică a crustei diferă, uneori, sensibil de la o zonă la alta a planetei. Totuşi, principial diferite, se acceptă astăzi a fi doar trei tipuri crustale:

A. Crusta continentală a regiunilor stabile, specifică zonelor de scuturi şi platforme continentale. Grosimea acesteia variază, de obicei, între 35 şi 45 km, cu o medie de 40 km. Pe baza vitezelor de propagare a undelor seismice, se diferenţiază aici o crustă inferioară (cu viteze ale undelor longitudinale cuprinse între 6.4 şi 7.2 km/s) şi o crustă superioară (cu viteze sub 6.4 km/s). În unele porţiuni ale globului, între cele două etaje, se evidenţiază o discontinuitate seismică (Conrad) la adâncimi de circa 15 km, dar în altele, tranziţia este gradată.

Vitezele de 5.8 până la 6.4 km/s, specifice crustei superioare, corespund rocilor acide magmatice sau metamorfice. De aici a urmat deducţia că acest nivel are o compoziţie predominant "granitică", aşa cum se remarcă, de fapt, la suprafaţă în scuturile continentale; aici rocile dominante sunt holocristaline, fiind alcătuite în principal din cuarţ, feldspat, mică şi (sau)

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

amfibol. Compoziția mineralogică medie se apropie mai mult de compoziția granodioritelor decât de cea a granitelor, cu o densitate medie de 2.74 g/cm$^3$. În platforme, aceste roci granitoidice sunt acoperite de un înveliș de roci sedimentare, de regulă stratiforme, foarte puțin cutate, în care vitezele medii de propagare ale undelor longitudinale sunt între 4.75 și 5.4 km/s.

Compoziția petrografică a crustei inferioare este mai puțin clară. Vitezele de propagare ale undelor longitudinale (6.5 - 7.2 km/s) sunt similare cu cele remarcate la suprafață în rocile magmatice bazice (bazalte, dolerite, gabbrouri). De aceea, mult timp s-a crezut că roca dominantă a crustei inferioare este bazică (înveliș "bazaltic" sau "bazic"). Ringwood (1975) se opune categoric unei astfel de interpretări. Bazându-se pe date experimentale, el arată că asociația minerală a unui gabbrou (sau bazalt) este instabilă în condițiile P-T-$P_{H_2O}$ existente în crusta inferioară. În aceste condiții, rocile bazice ar trebui să treacă fie în eclogit (a cărui densitate de 3.5 g/cm$^3$ ar conduce la o viteză $v_P$ = 8.4 km/s), fie în granulit piroxenic (cu densitatea de 3.2 - 3.4 g/cm$^3$ și cu o viteză de 7.3 - 8.0 km/s). O alternativă mai plauzibilă este să se admită că rocile crustei inferioare nu au chimism global bazic, ci neutru sau chiar acid, însă adaptate mineralogic la condiția faciesului granulitic și eclogitic. Astfel de roci ar trebui să aibă mineralele mafice dominate de piroxeni și granați, iar mineralele felsice, dominate de cuarț și feldspat potasic (Ringwood, 1975).

Un alt model petrografic a fost propus de Green (1970). El a demonstrat că anortozitele, în ideea că sunt prezente în crusta inferioară, mineralogic ar trebui să fie formate din albit + ortoclaz + granat + piroxen. Această compoziție mineralogică poate explica foarte bine viteza de propagare a undelor seismice în crusta inferioară.

În eventualitatea că în crusta inferioară se admite existența unei cantități rezonabile de apă, atunci o rocă bazică ar trebui să treacă într-un amfibolit, alcătuit dominant din amfibol, plagioclaz și granat. În acest caz, s-ar asigura o densitate medie de 3.0 până la 3.5 g/cm$^3$ și o viteză a undelor longitudinale de 7.0 până la 7.6 km/s. În unele zone au fost într-adevăr remarcate astfel de viteze, totuși ele sunt ceva mai mari decât cele considerate a fi specifice crustei inferioare. Pentru a explica vitezele reale, în ipoteza că admitem prezența apei, am putea apela la două modele compoziționale: (1) crustă inferioară petrografic omogenă, formată dintr-un amfibolit mai acid (eventual mai bogat în plagioclaz), (2) crustă inferioară petrografic eterogenă, alcătuită din corpuri de amfibolite în alternanță cu roci granitice, în facies granulitic, compoziția medie a unui astfel de complex petrografic corespunzând unei roci neutre (nu bazice). Desigur, acest model nu exclude prezența corpurilor de roci mai bazice și chiar ultrabazice în crusta inferioară, însă proporția acestora trebuie să fie cel mult egală cu proporția corpurilor acide.

B. Crusta regiunilor orogenice de pe continente are două particularități: (1) este mai groasă decât cea din zonele stabile, ajungând, de exemplu, sub Alpi, la 55 km, iar în Appalaș la 65 km; (2) în partea inferioară, undele seismice longitudinale ating viteze între 7.2 și 7.8 km/s, iar în majoritatea regiunilor nu se observă o discontinuitate Moho clară, fiind o tranziție gradată de la crustă la manta. De reținut că în partea superioară a crustei regiunilor orogenice există un

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

înveliş cu viteze de 6.0 până la 6.5 km/s, interpretat ca având o compoziţie petrografică dominată de roci cuarţo-feldspatice. La baza acestui înveliş acid, respectiv între 15 - 30 km adâncime, este frecvent întâlnită o zonă de reducere a vitezelor, sub care vitezele cresc gradat, de la 6.5 până la 8.2 km/s, ceea ce reprezintă zona de tranziţie (spre manta). Sunt cel puţin trei posibilităţi de a explica această zonă de tranziţie: (1) admiterea unei compoziţii amfibolitice; (2) roci mafice în facies granulitic; (3) amestec de roci peridotitice şi eclogitice cu roci acide şi intermediare. În diferite zone ale globului ar putea să apară, preferenţial, una sau alta din cele trei variante.

C. Crusta oceanică, adică aceea de sub bazinele oceanice, este, în mare parte, alcătuită din trei strate: (a) stratul 1 format din sedimente neconsolidate, având grosimi mici; (b) stratul 2 format din roci bazaltice cu porozitate reziduală apreciabilă (partea de jos a acestui strat conţine, uneori, numeroase dyke-uri de roci mafice); (c) stratul 3, cel mai important, stă direct pe manta. Compoziţia acestuia din urmă ar putea fi: (1) peridotit într-un stadiu avansat de serpentinizare; (2) roci dominant bazice sau bazaltice anhidre, gabbroide sau echivalentele metamorfice ale acestora. Datele seismice, precum şi observaţiile directe, concordă mai bine cu cea de-a doua variantă şi, de aceea, se poate spune că, în mare, crusta oceanică are o compoziţie bazică, deşi nu exclude participarea în proporţie subordonată a corpurilor serpentinitice.

În zonele cordilierelor oceanice, stratul sedimentar dispare, stratul 3 se subţiază, pe când stratul 2, bazaltic, capătă grosimi apreciabile.

### 4.4.2. Topirea rocilor bazice

În apropierea temperaturii solidus, rocile bazice se pot prezenta în una sau alta din următoarele patru stări petrografice majore: (1) roci gabbroidice (alcătuite predominant din plagioclaz bazic şi minerale mafice anhidre); (2) granulite piroxenice cu granat (alcătuite predominant din piroxen, plagioclaz acid şi granat); (3) eclogite (alcătuite predominant din piroxen şi granat); (4) amfibolite (alcătuite predominant din hornblendă şi plagioclaz). Teoretic, topirea integrală a oricăreia din stările petrografice bazice trebuie să genereze o magmă bazaltică, care poate fi anhidră (dacă se topesc integral stările 1, 2, 3) sau hidratată (dacă se topeşte integral starea 4). Topirea integrală a stărilor anhidre este foarte puţin probabilă în condiţiile termobarice oferite de crusta continentală şi cu totul improbabilă în crusta oceanică.

Singura stare care, teoretic, ar putea să se topească integral în condiţiile crustei ar fi cea amfibolitică, dar şi aceasta cu două condiţii restrictive: (1) să existe apă în exces; (2) temperatura în crustă să atingă valori de ordinul 950 - 1000°C, deoarece în exces de apă, temperatura liquidus a rocilor bazice coboară până la 950 - 1000°C, în intervalul 10 - 20 kbar. Îndeplinirea celor două condiţii se realizează, probabil, foarte rar în crustă şi chiar şi atunci fenomenul este circumscris la spaţii mici. Cu alte cuvinte, topirea integrală a rocilor bazice, în condiţiile oferite de crusta

BUCHAREST CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

continentală sau cea oceanică, trebuie privită ca fiind o situaţie de excepţie şi în nici un caz nu poate fi luată în consideraţie pentru explicarea maselor mari de magme bazice.

Topirea parţială a rocii bazice poate genera un lichid de compoziţie începând de la cea acidă (riolitică) până la cea neutră (andezitică), funcţie de gradul de anatexie. Topiturile solidus ale stărilor anhidre cresc cu presiunea, de la circa 1075°C (la 1 atm), în medie cu circa 10 °C/kbar (Green, 1982), astfel că, în condiţiile gradienţilor geotermici actuali, rocile bazice anhidre sunt în condiţii subsolidus, la orice adâncime oferită de crustă sau manta. În schimb, în prezenţa apei, temperatura solidus a rocilor bazice scade cu presiunea în intervalul (1 - 15 000 atm). Ca o consecinţă a acestei scăderi, temperatura solidus a bazaltului tholeitic cu 5% apă, la 10 - 15 kbar, este de circa 650 °C, după care creşte din nou cu presiunea (cu un gradient de circa 3 - 4 °C/kbar - Green, 1982). De aceea, afundarea prin subducţie a rocilor bazice parţial hidratate poate, într-adevăr, determina topirea parţială a acestor roci.

De altfel, mulţi petrologi acceptă că majoritatea magmelor andezitice, asociate zonelor de convergenţă, s-au format prin anatexia rocilor bazice ale crustelor oceanice, antrenate în procesul de subducţie. Adâncimea la care se realizează condiţia de topire parţială a acestor roci, în zona de subducţie, depinde, în esenţă, de doi factori: (1) gradientul geotermic vertical în zona de subducţie; (2) conţinutul de apă al sistemului bazic.

Principial se admite că viteza de afundare a rocilor este factorul esenţial care controlează temperatura în zonele de subducţie, gradienţii fiind cu atât mai mici, cu cât afundarea este mai rapidă. La acelaşi conţinut de apă, adâncimea de topire parţială creşte pe măsură ce scade gradientul geotermic vertical. De pildă, la un conţinut de 5 % apă, o rocă bazică având compoziţia chimică a bazaltului tholeitic începe să se topească la adâncimea de circa 120 km, la un gradient de circa 6 grade/km şi la 60 km adâncime, la un gradient de circa 12 grade/km.

Majoritatea apei deţinută de rocile bazice subduse este depozitată în minerale hidratate, cum sunt cloritele, amfibolii, zoizitul, epidotul, zeoliţii etc. În timpul afundării, zeoliţii şi cloritele dispar în întregime, prin reacţii de deshidratare, cu mult înainte de a se ajunge la condiţia de topire. Apa eliberată este, probabil, în cea mai mare parte pierdută de sistemul bazic. Doar amfibolii şi într-o mai mică măsură zoizitul, pot supravieţui până la condiţia anatexiei, dar şi aceştia numai până la presiuni de cel mult 25 - 30 kbar. De aceea, se poate spune că proporţia apei în rocile bazice este, practic, controlată de proporţia mineralelor hidroxilate din grupul amfibolilor şi epidotului.

Micşorarea conţinutului de apă, sau creşterea vitezei de afundare, pot împiedica anatexia rocilor bazice şi aceasta explică de ce nu peste tot subducţia crustei oceanice bazice a fost însoţită de magmatogeneză. În acelaşi timp, jocul independent al celor doi factori poate explica gradele diferite de anatexie ale rocilor bazice, la aceeaşi adâncime de afundare.

BCU ASIC-CENTRAL UNIVERSITARY LIBRARY

### 4.4.3. Topirea rocilor acide

Rocile acide specifice crustei continentale sunt desemnate prin termenul global de "granitoide". De fapt, aici intră mai multe tipuri petrografice, având comun doar asemănarea în ceea ce priveşte compoziţia chimică globală. Centrul de greutate al acestei compoziţii coincide oarecum cu media compoziţională a granitoidelor şi granitelor normale. În apropierea temperaturii solidus, compoziţia mineralogică a "granitoidelor" este controlată de presiune şi, din acest punct de vedere, există posibilitatea clasificării granitodelor în câteva "grupe" barice.

1. granitoide de joasă presiune. Sunt granitoidele comune, care conţin plagioclaz (granite normale, granodiorite, tonalite, gnaise şi orice altă rocă în alcătuirea căreia intră plagioclazul şi cuarţul, indiferent de natura celorlalte minerale);
2. granitoide de presiune medie: cele care conţin albit, disten şi granat ± zoizit;
3. granitoide de presiune înaltă: acelea care conţin cuarţ şi jadeit, având ca unic feldspat doar pe cel potasic;
4. granitoidele de presiune ultraînaltă, fiind granitoidele care conţin coesit, în loc de cuarţ.

În condiţiile barice ale crustei, sunt stabile granitoidele din grupul 1 şi într-o oarecare măsură cele din grupul 2. Celelalte grupe se obţin, probabil, doar în condiţiile presiunilor mari şi foarte mari care însoţesc procesele de subducţie a crustei continentale în zonele adânci.

Sistemele granitice sunt, poate, cel mai bine studiate experimental. Una dintre primele contribuţii experimentale de mare valoare aparţine autorilor Tuttle şi Bowen (1958), prin studiul sistemului $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $H_2O$, sistem foarte asemănător cu granitele alcalifeldspatice naturale, supranumit şi sistem granitic ideal. Ei au arătat că temperatura solidus a acestui sistem scade cu presiunea vaporilor de apă, de la 950°C, la presiunea camerei, până la circa 700°C, la presiunea de peste 6 kbar.

Potrivit lui Winkler (1979), temperatura solidus a sistemelor granitice, în condiţii izobare, creşte cu conţinutul în anortit al plagioclazului. La fel ca şi predecesorii, Winkler confirmă experimental scăderea accentuată a temperaturii solidus cu creşterea presiunii, în prezenţa apei (fig. 4.10).

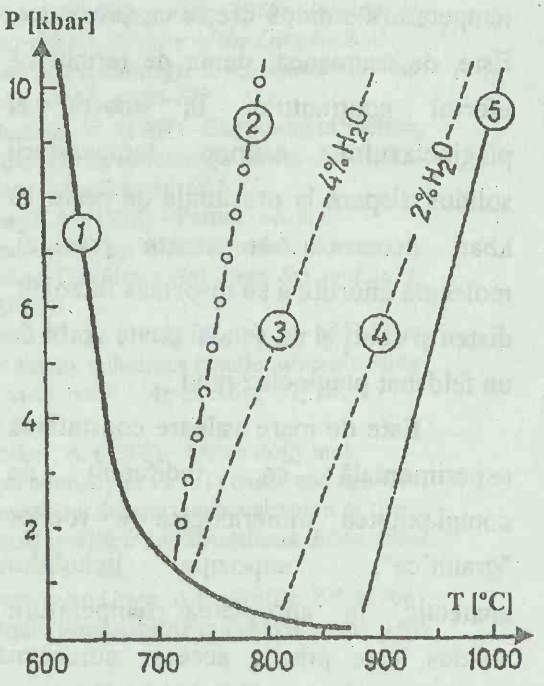



**Fig. 4.10.** – Temperatura de topire a sistemelor granitice (după Winkler, 1979).
1 → Curba **solidus** în sistemul Q - Ab - Or;
2 → Curba **solidus** în granitele biotitice uscate;
3 - 4 → Curbe **liquidus** în sistemul granitic cu apă, în proporţiile indicate;

Dacă la sistemul granitic se adaugă şi alte

substanţe volatile, solubile în faza lichidă a sistemului, temperatura solidus poate fi coborâtă şi mai mult. Wyllie şi Tuttle (1964) au arătat că adiţia la $H_2O$ a unui alt volatil, coboară $T_s$ a sistemelor granitice cu 20 °C (la adiţia de $P_2O_5$), cu 60°C (la adiţia de HF) şi cu 90°C (la adiţia de LiOH). Un efect similar l-au remarcat Platen (1965) şi Manning (1981). Ultimul autor cercetează efectul fluorinei asupra topirii sistemului ab-or-$H_2O$, la P = 1kbar şi găseşte că, la 4% fluorină, temperatura de topire a sistemului coboară cu 200 de grade. Toate acestea arată că, la aceeaşi presiune, poate exista un domeniu termic de câteva sute de grade în care rocile granitice se pot sau nu topi, funcţie de natura şi proporţia substanţelor volatile. Cu toate acestea, rezultă că, atâta timp cât în sistemul granitic conţinutul de halogeni rămâne redus, unica substanţă volatilă demnă de luat în consideraţie rămâne $H_2O$.

Cea mai completă imagine asupra condiţiei de topire a sistemelor granitice, în prezenţa apei, este dată de Johannes (1984), pe care o reproducem în figura 4.11. Aşa cum se observă, efectul fondant al apei asupra sistemului, acţionează doar în intervalul baric în care este stabilă componenta albitică, respectiv până la circa 16 kbar. De la această presiune în sus, în sistemul granitic saturat în apă, temperatura solidus creşte cu presiunea. Este, de asemenea, demn de reţinut că efectul conţinutului în anortit al plagioclazului asupra temperaturii solidus dispare la presiunile de peste 10 kbar, deoarece, la aceste presiuni, molecula anortitică se disociază în zoizit, disten şi cuarţ şi nu se mai poate vorbi de un feldspat plagioclaz mixt.

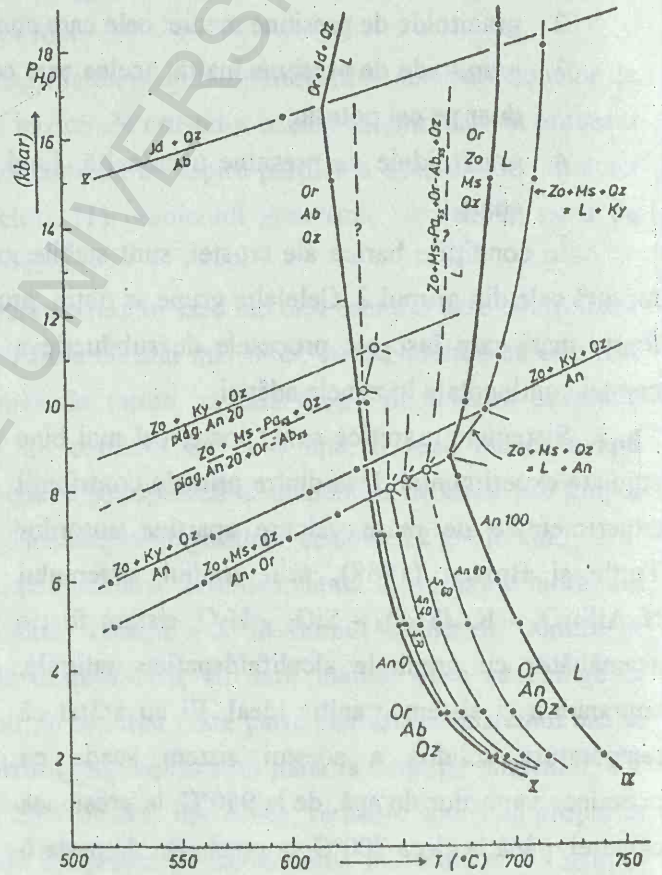



Fig. 4.11. – Topirea şi reacţiile subsolidus în sistemul $Na_2O$ - $K_2O$ - CaO - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ (după Johannes, 1984).

Este de mare valoare constatarea experimentală că, indiferent de complexitatea mineralogică a rocilor "granitice", compoziţia lichidului anatectic, în apropierea temperaturii solidus, este practic aceeaşi, corespunzând oarecum unui granit alcalifeldspatic leucocrat. Acelaşi lichid granitic ideal se obţine prin anatexia incipientă a tuturor rocilor metamorfice cuarţo-micacee, cum ar fi micaşisturile sau aşa numitele "paragnaise", roci tipic crustale (Winkler, 1979). Gresiile polimictice, numeroase siltite şi rocile argiloase polimictice (roci, de asemenea, polimictice), prin anatexie incipientă dau, probabil, un lichid silicatic tot de compoziţie granitică.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

# ~ REFERINȚE BIBLIOGRAFICE ~


- Aitchenson, S.J., and Forrest, A.H. (1994) – Quantification of crustal contamination in open magmatic systems. *Journal of Petrology, v. 35, no.2.*
- Anderson, A.T., Swihrt, G.H., Artioli, G., Geiger, C.A. (1984) – Segregation vesicles, gas filter-pressing, and igneous differentiation. *J. Geol. 92, 55-72.*
- Bergstol, S. (1972) - The jacupirangite at Kodal, Vestfold, Norway. *Mineralium Deposita, 7, 253 - 246.*
- Bottinga, Y & Weill, D.F. (1972) – The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *Am. J.Sci., 272, 438-475.*
- Bottinga, Y., Richet, P. (1981) – High pressure and temperature equation of state and calculation of the thermodynamic properties of gaseous carbon dioxide. *Am J. Sci.281, 615-660.*
- Bowen, N.L. (1928) - The evolution of the igneous rocks. *Princeton University Press., p. 334.*
- Brune, J.N., Dorman, J. (1963) – Seismic waves and earth structure in the Canadian Shied. *Bull. Seism. Soc. Am. 53, 2271 – 2293.*
- Canil, D., Scarfe M.C. (1990) – Phase Relations in peridotite + $CO_2$ systems to 12 GPa: implications for the origin of kimberlite and carbonatite stability in the Earth's Upper Mantle". *Jour. Geoph. Resear., v.95, no. B10, 15805 – 15816.*
- Carmichael, I.S.E., Turner, F.J. and Verhoogen, J. (1974). *Igneous Petrology. Mc. Graw. Hill, New York, p. 739.*
- Caroll, M.R., Rutherford, M., J. (1985) – Sulfide and sulfate saturation in hydrous silicate melts. *Jour. Geophys. Res. 90, p. 601-612.*
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C. (1959) – Conduction of heat in solids. *Oxford University Press, London.*
- Chekhmir, A.S., Epelbaum, B.M. (1991) – Diffusion in magmatic melts: new study in ....., *Chapter 3, 99 - 119.*
- Daly, R.A. (1933) – Igneous Rocks and the depths of the Earth. *McGraw-Hill, New York.*
- Dawson, J.B., Pinkerton, H., Pyle, D.M., Nyamwern., C. (1994) – June 1993 eruption of Oldaynyo Lengai, Tanzania: exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonate magmas. *Geology, 22, 799-92.*
- De Paolo, D.J. (1981) - Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett., 53, p. 189 - 202.*
- Dunn, T. (1982) – Oxigen diffusion in three silicate meats along the join diopside-anorthite. *Geochim. Cosmochim. Acta. 46: 2293-2299.*
- Foley, S. (1992) – Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos, 28, 187 – 204.*
- Gasparik, T. (1990) – Phase relations in the transition zone. *J. Geophys. Res., p. 15-95, 715-751.*
- Green, Ringwwod (1996) – Petrology of the Upper Mantle. *241, 174, 124, 121, 95, 82, 43.*
- Hall, A. (1996) - Igneous Petrology. *London. p. 551.*
- Jaques, A. L., Green, D.H. (1980) – Anhydrous melting of peridotite at 0 – 15 kbar pressure and the genesis of tholeitic basalts. *Contr. Min. Petr. 73, 287-310.*
- Joder, H.S., Tilley, C.E. (1956) – *in Annual report of the director of the Geophysical Laboratory, Carnegie Inst., Washinton Year Book, no 55, p 169-171.*
- Johannes, W. (1984) - Beginning of melting in the granite systems Qz-Or-Ab-An-$H_2O$. *Contr. Min.Petr. 86, 264-273.*
- Knopf, A. (1938) – Partial fusion of granodiorite by intensive basalt, Owens Valley, California. *Am. Jour. Sci., vol.36, p. 373-376.*
- Kohn, C., S., (1996): "Solubility of $H_2O$ in nominally anhidrous mantle minerals using H MAS NMR". *Amer. Min., 81, 1523 – 1526.*
- Kolker, A. (1982) – Mineralogy and geochemistry of Fe – Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis. *Econ. Geol., 77. 1146 – 58.*
- Koster van Gross, A.F., Wyllie, P.J. (1966) - Liquid immiscibility in the system $Na_2o$ -


BCU CLUJ - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

$Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $CO_2$ at pressures to 1 kbar. *Amer.J.Sci., 264, 234-255.*

- Le Bas, M.J & Streckeisen, A.L., 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *J. Geol. Soc. London 148, 825-833.*
- Le Bas, M.J., 1989. Nephelinitic and basanitic rocks. *J. Petrol. 30, 1299-1312.*
- Le Maitre. R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J.. Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.*
- Luth, W.R. (1997) – Experimental study of the system phlogopite – diopside from 3.5 to 17 GPa. *Amer. Miner. 82, 1189 –1209.*
- Manning, O.A.C. (1981) - The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Ar with excess water at 1 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol. 76, 206-216.*
- Mitchell, R.H. (1995) - Kimberlites, Orangeites and Related Rocks. *Plenum Press, New York.*
- Moore, R.O., Gurney, J.J., Griffin, W., Shimizu, N. (1991) – Ultra-high pressure garnet inclusions in Monastery diamonds: trace element abundance patterns and condition of origin. *Eur. J. Min. 3, 213 – 230.*
- Mysen, B.O. (1977) - The solubility of $H_2O$ and $CO_2$ under predicted magma genesis condition and some petrological and geophysical implications. *Rev. Geophys. Space Phys., 15, p. 351-361.*
- Mysen, B.O. (1991) – Physical chemistry of magmas. Springer Verlag Ed., p.p. 41-98.
- Mysen, B.O., Boettcher, A.L. (1975) – Melting of a hydrous mantle. *Journal of Petrology 16, 520 – 593.*
- Naslund, H.R. (1976) – Liquid immiscibility in the system $KAlSi_3O_8$ – $NaAlSi_3O_8$ – FeO – $Fe_2O_3$ – $SiO_2$ and its applications to natural magmas. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook, 75, 592-7.*
- Nordlie, B.E. (1971) – The composition of the magmatic gas of Kilanea and its beavior in the near surface environment. *Am. J. Sci. vol.271, 417-463.*
- Oldenburg, C.M., Spera, F.J., Yuen, D.A., Sewell, G. (1989) – Dynamic mixing in magma bodies: theory, simulations and implications. *J. Geoph. Res., 94, 9215-36.*
- Platen, v.H. (1965) - Kristallisation granitscher Schmelzen. *Bt.Mineral.Petrol. 11, 334-381.*
- Ramberg, H. (1955) - Thermodinamics and kinetics of petrogenesis. *Geol. Soc.Am.Apec.Pape., 62, 431-448.*
- Ringwood, A.E. (1975) – Composition and petrology of the Earth's mantle. *Mc. Graw-Hill, New York, 618.*
- Shand, S.J. (1943) – Eruptive Rocks. *Wiley, New York.*
- Shaw, H.R. (1972) - Viscosities of magmatic silicate liquids. *Am. of Sci. 272, p.870 - 893.*
- Shi, P. (1992) – Fluid fugacities and phase equilibria in the Fe-Si-O-H-S system. *Americ. Miner. 77. 1050-1066.*
- Shi, P., Saxena S.K. (1992) - Thermodynamic modeling of the C – H – O – S fluid system. *Americ. Miner. 77. 1038 – 1049.*
- Skinner, B.J. and Peck, D.L. (1969) - An immiscibile sulfide melt from Hawaii. *Econ. Geol. Monograph, 310-322.*
- Sparks, R.S.J., Meyer, P., Sigurdsson, H. (1980) – Density variation among mid-ocean ridge basalts: implications for magma mixing and the scarcity of primitive lavas. Earth Planet. *Sci, Lett., 46, 419-30.*
- Stolper, E., Holloway, J.R. (1980) –. Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. *Earth Planet.Sci. Lett. 87, 397 – 408.*
- Streckeisen, A. L. & Le Maitre, R. W. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch fü Mineralogie, Abhandlungen, 136, 169-206.*
- Streckeisen, A. L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. Final report of an inquiry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 107, 144-240.*
- Streckeisen, A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau. *Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart. Vol.63, p.773-785.*
- Streckeisen, A. L., 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 1976, H. 1, 1-15.*

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

- Streckeisen, A. L., 1978. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilite Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 141, 1-14.*
- Thorpe, R.S. (1982) – Andesites: orogenic andesites and related rocks. *John Wiley &Sons, Chichester and New York, 724.*
- Tilley, C. E. (1950) – Some aspects of magmatic evolution. *Geol. Soc. London Quart. Jour. Vol 106, p/ 40-46.*
- Tilley, C.E. (1952) – Some trends of basaltic magma in limestone syntexis. *Am. Jour. Sci., Bowen Vol., p. 529-545.*
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L. (1958) - Origin of granite in the hight of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$ - $H_2O$. *Mem. Geol. Soc. Amer., 74, p.153.*
- Wager, L.R., Brown, G.M. (1968) – Layered igneous rocks. Oliver – Boyd. *Edinburg and London, 588.*
- Watson, B.E. and Baker, R.D. (1991) - Chemical diffusion in magmas: an overview of experimental results and geochemical applications (in Physical Chemistry of magmas). *Springer - Verlag, 120 - 151.*
- Watson, E.B. (1979) - Calcium diffusion in a simple silicate melt to 30kbar. *Geochemic. Cosmochim. Acta, 43, 313 - 322.*
- Watson, E.B., Baker, R.D. (1991) – Chemical diffusion in magmas: on overview of experimental results and geochemical aplications, in "Physical chemistry of magmas", *Springer-Verlag Ed. , 120-151.*
- Winkler, H.G.F. (1979) - Petrogenesis of metamorphic rocks. *Berlin Heidelberg New York: Springer p. 348.*
- Woolley, A.R. & Kempe D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distiribution. In: K. Bell, Carbonatite Genesis and Evolution. *Unwin Hyman, London.*
- Woolley, A.R., Bergman, S.C , Edgar, A.D, Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S. & Scott Smith, B.H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Journal of The Mineralogical Association of Canada, Vol 34, April 1996, Part 2.*
- Wyllie, P.J., Tuttle O.F. (1964) - Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part III. The effects of $SO_3$, $P_2O_5$, HCl, and $Li_2O$ in addition to $H_2O$, on the melting temperatures of albite and granite. *Am.J.Sci., 262, 930-939.*
- Yoder, H.S., Tilley, C.E. (1962) - Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock system. *J.Petr. 3, p. 342 - 532.*


BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

7544/99

Tiparul s-a executat sub c-da nr. 508/1998,
la Tipografia Editurii Universităţii din Bucureşti

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ISBN: 973 – 575 – 297 – 2

Lei 24900

754499

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY